THE LIBRARY SMITHSONIAN INSTITUTION

THE LIBRARY SMITHSONIAN INSTITUTION

678

BOLLETTINO

DELLA

SOCIETÀ DEI NATURALISTI

IN NAPOLI

VOLUME LXXII - 1963

PUBBLICATO SOTTO GLI AUSPICI DEL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE

SMITHSONIAN
DEC 30 1964
LIBRARY

NAPOLI
STABILIMENTO TIPOGRAFICO G. GENOVESE
Pallonetto S. Chiara, 22
1964

BOLLETTINO

DELLA

SOCIETÀ DEI NATURALISTI

IN NAPOLI

VOLUME LXXII - 1963

PUBBLICATO SOTTO GLI AUSPICI DEL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE

NAPOLI
Stabilimento Tipografico G. Genovese
Pallonetto S. Chiara, 22
1964

Geremia d'Erasmo

GEREMIA D'ERASMO

Commemorazione del socio MARIA MONCHARMONT ZEI

(Tornata del 22 febbraio 1963)

Ho accettato con animo grato l'onorifico incarico del nostro Presidente di commemorare in questa sede, che ne vide la fattiva operosità, l'indimenticabile mio Maestro, prof. GEREMIA D'ERASMO, nel primo anniversario della Sua morte.

Temo tuttavia che la mia inesperienza e soprattutto la profonda commozione che mi domina per l'affetto filiale che mi legava a Lui, non mi consentirà un'esposizione ordinata e serena della Sua lunga e feconda opera.

Conobbi GEREMIA D'ERASMO nell'ottobre 1944 quando, dopo gli eventi bellici della seconda guerra mondiale, cominciai a frequentare l'Istituto di Geologia per completare i miei studi.

Ancor prima di raggiungere la laurea ebbi la disgrazia di perdere tragicamente il mio adorato Babbo e non potrò mai dimenticare quanto il prof. GEREMIA D'ERASMO mi sia stato vicino in quei tristi giorni. Tale circostanza mi legò da allora a Lui, nella cui bontà trovai un conforto al mio dolore. Egli, già duramente provato dalla vita, era sempre molto comprensivo verso chi soffriva.

Conseguita la laurea, nel luglio 1945, fui da Lui trattenuta presso l'Istituto di Geologia e da allora ne ho seguito e talora diviso le ansie ed il lavoro fino alla Sua scomparsa.

Ora più che il dovere di ricordarlo qui, in questo Sodalizio, dove è presente alla memoria di ciascuno di noi, è più vivo in me il bisogno di tributargli quella testimonianza di affetto filiale che ebbi per Lui, anche se altri, più degnamente di me, avrebbe potuto commemorarLo. Ma desidero ricordare in particolare le sue doti di bontà di cuore, di affabilità e di ricchezza di umani rapporti, la Sua personalità di Maestro, a cui debbo la guida nei primi passi della

SMITHSONIAN INSTITUTION DEC 28 1964

carriera, l'incoraggiamento nei momenti difficili, l'aiuto illuminato che generosamente largiva a chi ricorreva a Lui.

Geremia D'Erasmo, figlio di Pasquale e di Celeste Gigante, nacque a Carbonara di Bari il 23 marzo 1887. Iscrittosi alla Facoltà di Scienze Naturali nell'Università di Torino nell'anno 1904-1905, passò poi in quella di Napoli, dove completò gli studi universitari nel 1908. Si laureò all'età di 21 anni ed oggetto della sua tesi fu uno studio originale, geologico e paleontologico, sui calcari fossiliferi di Pietraroja nel Beneventano, che condusse sotto la guida del prof. Francesco Bassani.

Subito dopo la laurea cominciò a prestare volontariamente l'opera sua nell'Istituto di Geologia dell'Università di Napoli, del quale occupò l'unico posto di assistente ordinario a cominciare dal dicembre 1911. Conservò questo ufficio ininterrottamente per un ventennio e, fin dai primi anni, si dedicò con passione e completa dedizione al buon funzionamento dell'Istituto, cooperando alacremente, nel 1912, al trasferimento di questo dai vecchi locali del porticato del Salvatore, in quelli del monumentale chiostro di San Marcellino.

Nell'aprile 1916 Geremia D'Erasmo ebbe la sventura di perdere, a pochi giorni di distanza, l'adorato padre ed il venerato maestro. Ma, anche se doppiamente orfano, Egli non si perse di coraggio, e nonostante su di Lui gravasse la responsabilità delle sorelle e del fratello, tutti più giovani di Lui, continuò senza posa il Suo lavoro. Per un semestre supplì nell'insegnamento il defunto Direttore; poi, essendo stati temporaneamente affidati a Giuseppe De Lorenzo la direzione dell'Istituto e l'insegnamento, Egli potè dedicarsi con maggior lena all'attività scientifica e conseguire, nell'agosto 1918, la libera docenza in Paleontologia.

Nel marzo 1919 la Facoltà di Scienze fu unanime nell'affidargli, quale continuatore dell'opera di Francesco Bassani, l'incarico dell'insegnamento della Paleontologia. Contemporaneamente Egli continuò a dare la sua collaborazione all'Istituto di Geologia tanto nel triennio (1922-1925) in cui la cattedra fu tenuta da Giotto Dainelli, quanto negli anni successivi, nei quali tornò ad occuparla stabilmente Giuseppe De Lorenzo.

Nell'anno 1930-1931 fu incaricato del corso ufficiale di Geologia applicata alle costruzioni nella Facoltà d'Ingegneria e della direzione

del relativo Istituto. Tenne inoltre, dal 1930, il corso di Mineralogia e Geologia nella Facoltà di Architettura.

Ternato in un concorso di Geologia, fu chiamato a ricoprire, nel 1932, la nuova cattedra di Paleontologia del nostro Ateneo. Nel 1942 passò poi alla cattedra di Geologia, lasciata vacante da Giuseppe De Lorenzo e tenne la direzione dei due Istituti fino al 1957, sino a quando cioè dovette lasciare l'insegnamento per raggiunti limiti di età.

Non per questo però la sua attività venne a cessare o a diminuire, perchè Egli continuò a frequentare l'Istituto, che tanto sapientemente aveva diretto, attendendo soprattutto alle sue ricerche preferite ed al riordinamento del Museo. Libero dagli obblighi didattici dell'insegnamento ufficiale, che aveva sempre disimpegnati con zelo instancabile, Egli si era infatti prefisso di provvedere ad una più opportuna sistemazione delle importanti collezioni litologiche e paleontologiche, che disgraziatamente non erano state risparmiate dalle offese belliche. La parte maggiormente danneggiata era la sala delle collezioni ittiologiche ed assai grande fu il suo dolore per la quasi totale perdita di tanto importante materiale scientifico faticosamente accumulato e amorosamente ordinato.

L'opera scientifica di Geremia D'Erasmo, assai vasta e complessa, è dimostrata da oltre 130 note e memorie, che abbracciano un periodo di cinquanta anni. Dando uno sguardo a tale ricca bibliografia si scorge subito che, pur non mancando lavori di Geologia stratigrafica, ricerche di paletnologia e di bibliografia, recensioni critiche, argomenti di cultura varia e scritti commemorativi, il massimo dell'attività sia stato assorbito dallo studio di ittiofaune di svariata provenienza ed età.

Il D'Erasmo fu un vero paleontologo, ed uno specialista nel campo della ittiologia fossile, la cui profonda conoscenza gli aveva procurato larga stima tra i più eminenti ittiologi delle diverse nazioni. Le sue memorie, sempre ricche di numerose illustrazioni, rappresentano il frutto di ricerche lunghe, pazienti e diligenti, pubblicate soltanto quando i risultati gli apparivano sicuri e definitivi. L'illustrazione delle faune non venne mai da Lui considerata come fine a sè stessa, ma ebbe sempre di mira che la Paleontologia, storia della creazione organica, deve soprattutto avere un fine cronologico. Tale era la sua fama quale specialista in paleoittiologia, che più volte gli vennero affidate in studio ricche collezioni di pesci fossili facenti parte delle raccolte dei maggiori musei italiani; sicchè le sue ricer-

che, feconde di risultati, potettero abbracciare materiali di studio delle più varie età, dal Trias al Quaternario.

Non è qui il caso di esaminare in dettaglio la notevole mole di pubblicazioni di argomento strettamente paleoittiologico; pur tuttavia un quadro sintetico della sua attività scientifica, in tale difficile campo della Paleontologia, suddiviso cronologicamente, varrà a mettere nella giusta luce ed a fare apprezzare l'opera vasta di scrupoloso indagatore.

Ittioliti triassici della provincia di Salerno furono illustrati in uno dei suoi primi lavori, con il quale oltre a far conoscere una nuova località fossilifera della zona, aggiungeva nuove specie all'ittiofauna del Salernitano.

Non privi d'interesse sono i contributi portati alla conoscenza dei pesci giurassici della Somalia. Nonostante la frammentarietà degli avanzi provenienti dalle vicinanze di Harrar, Egli riusciva infatti a ricostruirne l'habitat ed a stabilirne, anche se con riserva, l'età giurassica. Considerazioni ancora più interessanti gli permisero i resti provenienti dalla « serie di Lugh » (Somalia meridionale) specialmente per la presenza del nuovo genere *Priohybodus*.

Impulso senza confronto maggiore ebbe dai suoi studi la conoscenza della ittiofauna cretacica, sia per la ricchezza del materiale esaminato che per la molteplicità delle località di provenienza. Fra le pubblicazioni maggiori meritano un particolare cenno la grande monografia illustrante la fauna dei calcari di Pietraroja, premiata al IX concorso Molon della Società Geologica italiana, nella quale viene illustrata una ricchissima collezione di fossili (circa 400 esemplari) consistenti principalmente in pesci, rettili, anfibi e crostacei, il cui studio gli permise di giungere a conclusioni precise ed interessanti sull'età dei calcari compatti cenerognoli ad ittioliti; quella di Capo d'Orlando, in collaborazione col suo maestro Bassani; quella della Dalmazia e dell'Istria, ed infine quella di Comeno, con la quale venne ad aggiornare e ad accrescere le conoscenze sull'ittiofauna cretacea del Carso Triestino, esaminandone criticamente la costituzione, descrivendone particolareggiatamente le varie specie, riassumendone i caratteri ecologici e climatologici e stabilendone i rapporti con le altre ittiofaune coeve dell'Italia e dell'estero. Va ancora ricordato, fra gli altri lavori riguardanti ittioliti cretacei, l'accurato studio di una raccolta di pesci fossili provenienti dal Brasile, di cui stabilì l'età cenomaniana. La fauna, pur risultando costituita per la massima parte da specie esclusive dei depositi brasi-

liani, offriva lo stesso grado di evoluzione e spiccate affinità con quelle riscontrate in Europa, nell'America settentrionale ed in Australia.

Ugualmente degno di nota è il complesso di lavori sui pesci neogenici d'Italia. Nelle poderose memorie vengono infatti magistralmente illustrate le ittiofaune fossili, costituite da oltre duemila esemplari, provenienti dagli scisti tripolacei e dalle sovrastanti marne ed argille gessose di Racalmuto, di Senigallia, del Gabbro. La descrizione degli ittioliti è accompagnata dagli opportuni confronti con le già note faune dei coevi giacimenti di Licata e di Oran ed è seguita da considerazioni riguardanti l'habitat e l'età di tali depositi.

Ma non solo alla ittiologia fu rivolta l'opera paleontologica del D'Erasmo; chè anche nello studio di altri vertebrati Egli rivelò ancora una volta le sue doti di solida preparazione, di acuta osservazione, di minuziosa e precisa descrizione, di ampio e sicuro confronto. Così meritano ancora speciale menzione le importanti monografie scritte in collaborazione con De Lorenzo e quella, ultima in ordine di tempo, alla quale ebbi l'onore di collaborare io stessa, sui mammiferi quaternari e l'uomo paleolitico nell'Italia meridionale. In questi lavori sono esaminati, confrontati ed illustrati tutti i più importanti avanzi che l'*Elephas antiquus italicus*, l'*Hippopotamus amphibius* e gli altri grandi mammiferi lasciarono nelle principali valli fluviali e nei depositi lacustri pleistocenici, mettendoli in relazione con le vestigia dell'attività dell'uomo paleolitico e discutendone le affinità specifiche e razziali, nonchè la filogenia.

A questo stesso gruppo di lavori, condotti con ampiezza di respiro e scrupolosità di metodo appartengono anche le ricerche sui resti di *Elephas meridionalis* rinvenuti in Abruzzo ed in Lucania. Non solo vengono illustrati gli importanti reperti, ma, con una visione spiccatamente naturalistica, vengono esaurientemente spiegate le ragioni che impedirono a questo elefante pliocenico di raggiungere nel mezzogiorno d'Italia la grande diffusione che vi ebbe invece, nel successivo Pleistocene, l'*Elephas antiquus*.

Se i lavori di cui dianzi ho fatto cenno rivestono un carattere esclusivamente paleontologico, di non minore importanza appaiono quelli più spiccatamente geologici, fra i quali mi limito a ricordare quello riguardante l'esame del copioso materiale estratto dai numerosi pozzi profondi trivellati della Campania, l'interessante illustrazione dei così detti crateri della pozzolana nei Campi Flegrei, la discussione su di un preteso centro eruttivo della pianura campana ad

ovest di Aversa e la vasta ed esauriente trattazione sul mare pliocenico nella Puglia, che rappresenta il risultato di un'approfondita analisi di una ricca bibliografia, dalla quale Egli seppe far scaturire un'armonica sintesi geologica e paleogeografica.

Accuratissimo nella ricerca bibliografica, il D'Erasmo fu ben lieto di collaborare alla compilazione delle bibliografie geologiche d'Italia, fra le quali spiccano, quali modelli di meticolosità, precisione e completezza, quelle stese da Lui per la Campania e per la Puglia.

La lunga serie di necrologie da Lui fatte per ricordare nelle varie Accademie i meriti di insigni colleghi italiani e stranieri scomparsi, mentre dimostra i legami di schietta amicizia e di affetto che lo legavano ai più eminenti scienziati, ci permette altresì di intravedere, sotto la veste dell'uomo di scienza, le intime qualità di un animo nobile e profondamente sensibile.

Le numerose benemerenze di Geremia D'Erasmo, largamente riconosciute nel mondo scientifico, gli procurarono meritati onori. Molti Sodalizi italiani e stranieri lo vollero socio. Oltre che della nostra Società a cui apparteneva dal 1929 e di cui era, da più anni, attivissimo Presidente, Egli era socio nazionale della Accademia dei Lincei, dell'Accademia delle Scienze fisiche e matematiche di Napoli alla quale era particolarmente legato facendone parte dal 1921 e di cui era Segretario dal 1931; Segretario generale della Società nazionale di Scienze, Lettere ed Arti; socio ordinario dell'Accademia Pontaniana, dell'Istituto d'Incoraggiamento di Napoli, dell'Accademia Pugliese delle Scienze; corrispondente della Accademia delle Scienze di Torino; era socio della Società Geologica Italiana, della Società Paleontologica Italiana, dell'Istituto italiano di Paleontologia umana; era poi componente della Commissione per le bibliografie geologiche; era stato anche componente del Comitato nazionale per la Geologia del Consiglio nazionale delle Ricerche e del Centro di Studi Silani; vice presidente della Commissione geologica del Servizio geologico d'Italia; membro del Comitato tecnico e componente del Consiglio di Amministrazione dell'Osservatorio Vesuviano; membro dell'Istituto italiano di Preistoria e Protostoria e della Paleontological Society of America.

Fra le tante società ed accademie che si sentirono onorate di averlo socio, a due Egli era particolarmente legato, sì che quasi si poteva considerare un tutt'uno la figura del nostro grande amico e maestro, con l'attività di esse. Intendo riferirmi alla nostra Società

dei Naturalisti, per la cui sempre maggiore affermazione da alcuni anni dava tante delle sue cure e della sua attività assicurandone la vita ed il funzionamento; e ben a ragione quindi noi lo volemmo nostro Presidente, riconfermandolo ripetutamente. Ma ancora maggiore fu il suo attaccamento ed il suo interesse per la Società Nazionale di Scienze, Lettere ed Arti, già Società Reale, per il cui perfetto funzionamento si prodigò in mille modi, soprattutto nel periodo post-bellico, allorquando la Società andava lentamente risorgendo dalle rovine della guerra.

Oltre al già notato premio Molon della Società Geologica italiana, conferitogli nel 1913, aveva ottenuto nel 1920 il premio della Accademia delle Scienze fisiche e matematiche di Napoli; nel 1929 la medaglia d'oro della Società italiana delle Scienze (detta dei XL); nel 1931 il premio ministeriale per le Scienze naturali dell'Accademia dei Lincei. Era cavaliere della Corona d'Italia dal 1919. Nel 1959 era stato insignito di diploma e medaglia d'oro dei Benemeriti della Scuola, della Cultura e dell'Arte.

Alle alte qualità di scienziato e di maestro Geremia D'Erasmo univa quelle dell'animo nobile e gentile. Integro di carattere, delicato nei sentimenti, esemplare nell'ordine, Egli era cortese e comprensivo con tutti. In tutta la sua vita ebbe di mira l'adempimento del proprio dovere ed esigeva che anche gli altri si comportassero alla stessa maniera. Laboriosissimo, dedicava l'intera giornata all'attività del suo Istituto, occupandosi con grande zelo degli allievi, della biblioteca, del Museo.

L'insegnamento fu per Lui un apostolato; quelle delle lezioni erano le sue ore più liete. Quante volte ebbe a dirmelo, mentre assieme preparavamo il materiale dimostrativo! La precisione e la semplicità del suo linguaggio attirava i giovani alle lezioni, che furono sempre vero modello di sobrietà e di chiarezza. Non è perciò da meravigliare se molti dei suoi allievi raggiunsero posti preminenti, riconoscendo sempre in Lui il buon consigliere, il valido protettore, il dotto maestro di scienza e di vita.

Egli soleva dire: « Cerco di trarre dal lavoro la forza per continuare a vivere ». La sua vita infatti fu tutt'altro che lieta, le avversità si accanirono più volte contro di lui privandolo, troppo prematuramente, degli affetti più cari. Nel 1943 mentre nulla gli faceva presagire la grave sciagura che stava per colpirlo, perse, alla tenera età di nove anni, l'unico figliuolo, Mario, che rappresentava lo scopo della sua vita. Ma il suo calvario non era finito; dopo

alcuni anni, nell'aprile 1953, la sua rassegnata esistenza fu di nuovo messa a dura prova: la sua diletta compagna Rosetta, colpita da un'emorragia cerebrale, rimaneva semiparalizzata e priva di parola. Assieme alla buona sorella Lina assistette per 8 lunghi anni l'adorata moglie inferma e per quanto a volte fosse veramente stremato di forze, non venne mai meno al suo lavoro.

Egli non volle mai avere troppi riguardi per sè e con l'andar degli anni la sua forte fibra cominciò naturalmente a dar segni di stanchezza. Ma bisognava indovinare, più che capire, che a volte non si sentiva bene! Riservatissimo fino all'eccesso, Egli aveva sempre timore di dar fastidio; visse molto modestamente e con semplicità di gusti.

Il 4 febbraio 1962, nelle prime ore del mattino, in Napoli, mentre si dirigeva a dare il suo estremo saluto ad un congiunto deceduto a Bari, il prof. Geremia D'Erasmo chiudeva improvvisamente la sua vita terrena. Egli si è allontanato da noi in silenzio, quasi con quella discrezione che era per Lui un costume di vita.

Signori,

le mie disadorne parole, inadeguate alla esaltazione dei meriti di Geremia D'Erasmo, rappresentano soprattutto l'espressione vivissima del mio affetto e della mia gratitudine verso l'illustre Estinto. Io ebbi la fortuna di essere la sua allieva prediletta, e la Sua venerata memoria rimane scolpita nell'animo mio, come sono certa rimarrà imperitura nel cuore di voi tutti, fulgido esempio di virtù, di sapienza, di rara modestia!

Napoli, Istituto Paleontologico dell'Università, febbraio 1963.

ELENCO CRONOLOGICO DELLE PUBBLICAZIONI

1. *Sopra alcuni avanzi di pesci cretacei della provincia di Lecce.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. », s. 2ª, vol. XV, n. 5, pp. 1-8, tav. 1. Napoli, 1911.
2. *Risultati ottenuti dallo studio di alcuni Actinopterigi del calcare cretacico di Pietraroja in prov. di Benevento.* « Atti Soc. it. Progr. Sc. », IV Riun. (Napoli, 1910), pp. 797-800. Roma, 1911.
3. *Recensioni di paleoittiologia.* « Riv. ital. di Paleont. », vol. XVIII. Parma, 1912.
4. *Appunti sui fossili del monte Libano illustrati da Oronzio Gabriele Costa.* « Riv. ital. di Paleont. », vol. XVIII, pp. 91-100, tav. 1. Parma, 1912.
5. *La ittiofauna del calcare cretacico di Capo d'Orlando presso Castellammare (Napoli).* « Mem. Soc. it. d. Sc. (detta dei XL) », s. 3ª, vol. XVII, pp. 185-243, tavv. 6, figg. 15. Roma, 1912 (in collabor. con F. Bassani).
6. *Il Saurorhamphus Freyeri Heckel degli scisti bituminosi cretacei del Carso triestino (Comen, Malidol e Vucigrad).* « Boll. Soc. Adriatica di Sc. nat. », vol. XXVI, pp. 45-88, figg. 15, tavv. 2. Trieste, 1912.
7. *Su alcuni avanzi di pesci triassici nella prov. di Salerno.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. », s. 2ª, vol. XVI, n. 1, pp. 12, figg. 4. Napoli, 1914.
8. *La fauna e l'età dei calcari a ittioliti di Pietraroja (prov. di Benevento).* « Palaeont. ital. », vol. XX, pp. 29-86, tavv. 7; vol. XXI, pp. 59-112, tavv. 6. Pisa, 1914 e 1915.
9. *Francesco Bassani. Commemorazione.* « Boll. Soc. geol. it. », vol. XXXV, pp. IL-LXXVI. Roma, 1916.
10. *Su alcuni ittioliti miocenici della provincia di Siracusa.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 3ª, vol. XXVI, pp. 114-128, tav. 1. Napoli, 1920.
11. *Su due specie di pesci delle arenarie langhiane bellunesi.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 3ª, vol. XXVII, pp. 226-232, tav. 1. Napoli, 1921.
12. *Contributo alla ittiologia dell'Italia meridionale. I. Un Picnodonte (Coelodus Costai Heckel) del calcare di Alessano in prov. di Lecce; II. Leptolepis aff. sprattiformis (de Blainville) Agassiz del calcare cretacico di Roccadevandro in prov. di Caserta; III. Nuovi ittioliti delle argille marnose plistoceniche di Taranto.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 3ª, vol. XXVIII, pp. 14-38, tavv. 4. Napoli, 1922.
13. *Catalogo dei pesci fossili delle tre Venezie.* « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », vol. VI, pp. 1-181, tavv. 6. Padova, 1922.
14. *Giovanni Cappellini. Commemorazione.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 3ª, vol. XXVIII, pp. 181-184. Napoli, 1922.
15. *Il Petalopteryx elegans (Bassani) dei calcari cretacici dell'Istria e della Dalmazia.* « Boll. Soc. geol. it. », vol. XLII, pp. 109-120, tav. 1. Roma, 1923.
16. *Su di un preteso centro eruttivo nella pianura campana ad ovest di Aversa.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 3ª, vol. XXIX, pp. 28-35, tav. 1, fig. 1. Napoli, 1923.

17. *Ittioliti miocenici di Rosignano - Piemonte e di Vignale.* « Mem. Uff. geol. d'It. », vol. IX, p. 2ª, pp. 7-39, tavv. 4. Roma, 1924.

18. *Brevi osservazioni sul « Coelodus materanus Silvestri » del calcare cretacico delle Murge.* « Riv. it. di Paleont. », vol. XXX, fasc. 1° e 2°, pp. 13-16. Parma, 1924.

19. *Nuovi vertebrati del calcare bituminoso di Ragusa in Sicilia.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 3ª, vol. XXXI, pp. 125-132. Napoli, 1925.

20. *Su alcuni fossili dell'isola di Milo raccolti dal dott. Sonder.* « Zeitschr. für Vulkan. », vol. VIII, pp. 230-237. Berlino, 1924.

21. *A proposito del carbone delle Murge.* « La Gazzetta di Puglia », a. XXXIX, n. 189, p. 3. Bari, 9 agosto 1925.

22. *Avanzi eneolitici della caverna del Cervaro presso Lagonegro.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. », s. 2ª, vol. XVII, n. 7, pp. 26, tavv. 6. Napoli, 1926.

23. *Arambourg C. Révision des poissons fossiles de Licate.* « Riv. it. di Paleont. », vol. XXXII, pp. 6-13. Pavia, 1926.

24. *L'Elephas antiquus nell'Italia meridionale.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. », s. 2ª, vol. XVII, n. 11, pp. 1-105, tavv. 10, figg. 21. Napoli, 1927 (in collabor. con G. De Lorenzo).

25. *L'Istituto di Geologia, Geografia fisica e Paleontologia della R. Università di Napoli.* « Annali Oss. Vesuv. », s. 3ª, vol. III, pp. 99-147, figg. 5, tavv. 7. Napoli, 1926.

26. *Su alcuni ittioliti del Museo Civico di Storia naturale di Trento.* « Studi trentini », classe II, a. VIII, pp. 12, tavv. 2. Trento, 1927.

27. *Il petrolio nell'Italia meridionale.* « Riv. di fis., mat. e sc. nat. », s. 2ª, vol. II, pp. 345-368, fig. 1. Napoli, 1928.

28. *Studi sui pesci neogenici d'Italia.* I. *L'ittiofauna fossile di Racalmuto.* « Giorn. Soc. di Sc. nat. ed econ. », vol XXXV, pp. 42, tav. 1. Palermo, 1928.

29. *Cenni geologici sui Campi Flegrei.* « Atti XIX Congr. Naz. Assoc. it. idrol., climat. e terap. fis. » (Campi Flegrei, 1928), pp. 162-173. Napoli, 1928.

30. *Il Tetrabelodon (Trilophodon) angustidens Cuvier sp. della pietra leccese.* «Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 3ª, vol. XXXIV, pp. 220-235, tavv. 2. Napoli, 1928.

31. *Ciro Chistoni. Commemorazione.* « Atti Acc. Pontan. », vol. LIX, pp. 357-375. Napoli, 1929.

32. *Studi sui pesci neogenici d'Italia.* II. *L'ittiofauna fossile di Senigallia.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. », s. 2ª, vol. XVIII, n. 1, pp. 1-88, tavv. 4, figg. 13. Napoli, 1929.

33. *Nuove osservazioni su l'Elephas antiquus dell'Italia meridionale.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. », s. 2ª, vol. XVIII, n. 5, pp. 1-15, figg. 12. Napoli, 1930 (in collabor. con G. De Lorenzo).

34. *Studi sui pesci neogenici d'Italia.* III. *L'ittiofauna fossile del Gabbro.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. », s. 2ª, vol. XVIII, n. 6, pp. 118, tavv. 4. Napoli, 1930.

35. *L'Elephas meridionalis nell'Abruzzo e nella Lucania.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. », s. 2ª, vol. XVIII, n. 8, pp. 1-25, tavv. 3. Napoli, 1930.

36. *Studio geologico dei pozzi profondi della Campania.* « Boll. Soc. Natural. », vol. XLIII, pp. 15-143. Napoli, 1931.

37. *I crateri della pozzolana nei Campi Flegrei.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. », s. 2ª, vol. XIX, n. 1, pp. 1-55, tavv. 6, figg. 5. Napoli, 1931.

38. *Ancora su l'Elephas antiquus di Pignataro Interamna.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. I, pp. 16-19. Napoli, 1931(in collabor. con G. De Lorenzo).

39. *Avanzi di pesci della « Serie di Lugh » in Somalia.* « Palaeontographia italica », vol. XXXII, pp. 29-34, figg. 5. Pisa, 1931.

40. *Michele Guadagno. Commemorazione.* « Boll. Soc. Natural. », vol. XLIII, pp. 425-434. Napoli, 1932.

41. *S. Alberto Magno e le Scienze naturali.* « Riv. di fis., mat. e Sc. nat. », anno VI, fasc. 3, pp. 158-160. Napoli, 1932.

42. *L'uomo paleolitico e l'Elephas antiquus nella valle del Liri.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. II. pp. 40-44. Napoli, 1932 (ristamp. in Bull. di Paletnol. ital., anno LII. Roma, 1932 (in collabor. con G. De Lorenzo).

43. *Necrologia di Raffaello Bellini.* « Boll. Soc. geol. it. », vol. LI, pp. CLXI-CLXVI. Roma, 1932.

44. *Relazione dei lavori compiuti dalla R. Accademia delle Scienze fisiche e matematiche durante l'anno 1931.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. II, pp. 3-6. Napoli, 1932.

45. *La fauna della grotta di Loretello presso Venosa.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. », s. 2ª, vol. XIX, n. 4, pp. 18, tavv. 3. Napoli, 1932.

46. *L'uomo paleolitico e l'Elephas antiquus nell'Italia meridionale.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. », s. 2ª, vol. XIX, n. 5, pp. 107, tavv. 9, figg. 42. Napoli, 1933 (in collabor. con G. De Lorenzo).

47. *Un capitolo inedito dei « Viaggi alle Due Sicilie » di Lazzaro Spallanzani.* « Riv. di fis., mat. e Sc. nat. », s. 2ª, vol. VII, pp. 449-462. Napoli, 1933.

48. *Relazione dei lavori compiuti dalla R. Accademia delle Scienze fisiche e matematiche durante l'anno 1932.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. III, pp. 3-7. Napoli, 1933.

49. *Sui resti di vertebrati terziari raccolti nella Sirtica dalla Missione della Reale Accademia d'Italia (1932).* « Rend. Acc. Lincei », Cl. Sc. fis. », s. 6ª, vol. XVII. 1° sem., pp. 656-658. Roma, 1933.

50. *Il bradisismo di Paestum.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XV, pp. 157-166. Napoli, 1934.

51. *Su alcuni avanzi di vertebrati terziari della Sirtica.* « Missione della R. Acc. d'It. a Cufra ». Fondaz. A. Volta, Viaggi di studio ed esplorazioni, pp. 23, tavv. 2, figg. 16. Roma, 1934.

52. *Sopra alcuni avanzi di vertebrati fossili della Patagonia raccolti dal dott. E. Feruglio.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. », s. 2ª, vol. XX, n. 8, pp. 26, tav. 1. Napoli, 1934.

53. *Relazione dei lavori compiuti dalla R. Accademia delle Scienze fisiche e matematiche durante l'anno 1933.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. IV, pp. 3-6. Napoli, 1934.

54. *Il mare pliocenico nella Puglia.* « Mem. geol. e geogr. di G. Dainelli », vol. IV, pp. 47-138. 1 carta geol. 1:500.000, 1 carta movim. vert. 1:1.000.000. Firenze, 1934.

55. *Relazione sui lavori compiuti dalla R. Accademia delle Scienze fisiche e matematiche durante l'anno 1934.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. V, pp. 3-6. Napoli, 1935.

56. *Avanzi di ippopotamo nell'Italia meridionale.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. », s. 2ª, vol. XX, pp. 1-18, tavv. 2. Napoli, 1935 (in collabor. con G. De Lorenzo).

57. *Il bradisismo di Paestum.* « Pubblicazione dell'Ente per le Antichità ed i Monumenti della prov. di Salerno », n. II, pp. 32, figg. 18. Salerno, 1935.

58. *La Società Reale di Napoli dalle origini all'anno 1934*, pp. 19. Napoli, 1935.

59. *Relazione dei lavori compiuti dalla R. Accademia delle Scienze fisiche e matematiche nell'anno 1935.* « Rend. Accad. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. VI, pp. 3-6. Napoli, 1936.

60. *Commemorazione del socio straniero Henry Fairfield Osborn.* « Rend. Accad. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. VI, pp. 78-82. Napoli, 1936.

61. *Incrostazioni calcaree simulanti organismi fossili.* « Rend. Accad. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. VI, pp. 118-121, figg. 2. Napoli, 1936.

62. *Sopra una roccia silicea rinvenuta nel sottosuolo di Minervino Murge.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. VI, pp. 236-242. Napoli 1936 (in collabor. con F. Penta).

63. 2ª edizione della *Geologia dell'Italia meridionale* di G. De Lorenzo, pp. 326, figg. 143. Napoli, Editr. Politecnica, 1937.

64. *Relazione sui lavori compiuti dalla R. Accademia delle Scienze fisiche e matematiche nell'anno 1936.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. VII, pp. 3-9. Napoli, 1937.

65. *Bibliografia geologica della Calabria, con particolare riguardo alla Sila.* « Studi Silani », pp. 48. Napoli, Itea, 1937 (in collabor. con E. Abbolito).

66. *Storia della Società Reale di Napoli, dalle origini all'anno 1937.* Annuario Soc. Reale di Napoli per l'anno 1937, pp. 28. Napoli, 1937.

67. *Relazione sui lavori compiuti dalla R. Accademia delle Scienze fisiche e matematiche nell'anno 1937.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. VIII, pp. 3-8. Napoli, 1938.

68. *Ittioliti cretacei del Brasile.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. », s. 3ª, vol. I, n. 3, pp. 44. Napoli, 1938.

69. *Avanzi di elefante e di ippopotamo nella Valle del Sele.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. », s. 3ª, vol. I, n. 4, pp. 11, tav. 1, figg. 14. Napoli, 1938. - « Rass. stor. salern. », a. II, n. 2, pp. 203-220, figg. 14. Salerno, 1938 (in collabor. con G. De Lorenzo).

70. *Relazione dei lavori compiuti dalla R. Accademia delle Scienze fisiche e matematiche durante l'anno 1937-38.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. IX, pp. 3-8. Napoli, 1939.

71. *Emanuele Quercigh. Commemorazione.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. IX, pp. 108-116. Napoli, 1939.

72. *Il Vesuvio e i Campi Flegrei alla fine del Settecento nelle descrizioni di Lazzaro Spallanzani e di altri contemporanei.* « Comm. Spallanzaniane Univ. di Pavia », vol. II, pp. 7-41. Pavia, 1939.

73. *Carlo Fabrizio Parona (1855-1939). Commemorazione.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. IX, pp. 130-147. Napoli, 1939.

74. *Relazione sui lavori compiuti dalla R. Accademia delle Scienze fisiche e matematiche durante l'anno 1938-39.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. X, pp. 3-9. Napoli, 1940.

75. *Due secoli di attività scientifica della R. Accademia delle Scienze fisiche e matematiche di Napoli.* Suppl. al « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. IX, pp. 171. Napoli, 1940.

76. *Relazione sui lavori compiuti dalla R. Accademia delle Scienze fisiche e matematiche della Società Reale di Napoli durante l'anno 1939-40.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XI, pp. 3-9. Napoli, 1941.

77. *Di Niccolò Braucci da Caivano (1719-1774) e della sua opera inedita dal titolo: Istoria naturale della Campania sotterranea.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. », s. 3ª, vol. II, n. 2, pp. 48. Napoli, 1941.

78. *Relazione sui lavori compiuti dalla R. Accademia delle Scienze fisiche e matematiche della Società Reale di Napoli durante l'anno 1940-41.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XII, pp. 3-8. Napoli, 1942.

79. *Relazione sui lavori compiuti dalla R. Accademia delle Scienze fisiche e matematiche della Società Reale di Napoli durante l'anno 1941-42.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XIII, pp. 3-10. Napoli, 1943.

80. *Elementi di Geografia fisica.* Vol. in 8°, pp. 342, figg. 40. Napoli, Morano, 1946 (in collabor. con G. De Lorenzo).

81. *L'ittiofauna cretacea dei dintorni di Comeno sul Carso triestino.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. », s. 3ª, vol. II, n. 8, pp. 128, tav. 1, figg. 34. Napoli, 1946.

82. *Giuseppe Checchia Rispoli. Commemorazione.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XIV, pp. 268-278. Napoli, 1948.

83. *I proboscidati fossili nello stato attuale della scienza.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XV, pp. 41-53, figg. 3. Napoli, 1948.

84. *Elementi di Geologia.* Parte I. *Litologia.* Vol. in 8°, pp. 116. Napoli, 1949.

85. *Appunti sulla costituzione geologica dell'Italia meridionale.* Op. in 8°, pp. 43, tavv. 4. Napoli, 1949.

86. *Le date di pubblicazione della « Fauna del Regno di Napoli » di Oronzio Gabriele Costa e di Achille Costa.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XVI, pp. 14-36. Napoli, 1949.

87. *Nuovi rinvenimenti di pachidermi quaternari nella valle del Liri.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XVI, pp. 160-168, tav. 1, fig. 1. Napoli, 1949.

88. *Relazione sui lavori compiuti dall'Accademia delle Scienze fisiche e matematiche durante gli anni 1943-1949.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XVII, pp. 3-15. Napoli, 1950.

89. *Annuario della Società Nazionale di Scienze, Lettere ed Arti in Napoli per il 1950* (in collabor. con F. Nicolini). Napoli, 1950.

90. *Sopra un teschio di Bos taurus primigenius Bojanus recentemente rinvenuto a Pignataro Interamna.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XVII, pp. 259-262, fig. 1. Napoli, 1950.

91. *Relazione sui lavori compiuti dall'Accademia delle Scienze fisiche e matematiche durante l'anno 1950.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XVIII, pp. 3-11. Napoli, 1951.

92. *Annuario della Società Nazionale di Scienze, Lettere ed Arti in Napoli per il 1951.* Napoli, 1951.

93. *Relazione sui lavori compiuti dall'Accademia delle Scienze fisiche e matematiche durante l'anno 1951.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XIX, pp. 3-9. Napoli, 1952.

94. *Annuario della Società Nazionale di Scienze, Lettere ed Arti in Napoli per il 1952.* Napoli, 1952.

95. *Revisione degli ittioliti miocenici di Bra studiati da Oronzio Gabriele Costa.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XIX, pp. 125-144, tav. 1, fig. 1. Napoli, 1952.

96. *Nuovi ittioliti cretacei del Carso triestino.* « Atti Museo Civico di Storia Naturale », vol. XVIII, fasc. 4, pp. 81-122, tavv. 3, figg. 12. Trieste, 1952.

97. *I pesci di Sahabi* in *Paleontologia di Sahabi* (*Cirenaica*). « Rend. Acc. Naz. dei XL », s. 4ª, vol. III, pp. 33-69, fig. 1, tavv. 4. Roma, 1951.

98. *A proposito di una nota del prof. Luigi Ranieri sul bradisismo del Serapeo di Pozzuoli.* « Boll. Soc. geogr. it. », s. 8ª, vol. VI, pp. 42-44. Roma, 1953.

99. *Relazione sui lavori compiuti dall'Accademia delle Scienze fisiche e matematiche durante l'anno 1952.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XX, pp. 3-10. Napoli, 1953.

100. *Annuario della Società Nazionale di Scienze, Lettere ed Arti in Napoli per il 1953.* Napoli, 1953.

101. *Relazione sui lavori compiuti dall'Accademia delle Scienze fisiche e matematiche durante l'anno 1953.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XXI, pp. 3-9. Napoli, 1954.

102. *Annuario della Società Nazionale di Scienze, Lettere ed Arti in Napoli per il 1954.* Napoli, 1954.

103. *La rideterminazione altimetrica del Serapeo di Pozzuoli eseguita dall'Istituto Geografico Militare nel 1953.* « Boll. Soc. Natur. », vol. LXIII, pp. 37-44. Napoli, 1955.

104. *Ramiro Fabiani.* « Atti Acc. Pontaniana », vol. V, pp. 445-449. Napoli, 1954.

105. *Sul rilevamento geologico del foglio Cerignola (175) quadrante* III. « Boll. Serv. geol. d'It. », vol. LXXV, pp. 680-681. Roma, 1954 (in collabor. con A. Lazzari, V. Minieri, M. Moncharmont Zei).

106. *Ramiro Fabiani.* « Boll. Soc. geogr. ital. », s. 8ª, vol. VII, pp. 343-348. Roma, 1954.

107. *Annuario della Società di Scienze, Lettere ed Arti in Napoli per il 1953.* Napoli, 1955.

108. *Relazione sui lavori compiuti dall'Accademia delle Scienze fisiche e matematiche durante l'anno 1954.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XXII, pp. 3-8. Napoli, 1955.

109. *Relazione preliminare sul rilevamento del F. 175 - Cerignola (Quadrante II, Lavello ed aree adiacenti).* « Boll. Serv. geol. d'It. », vol. LXXVI, pp. 455-462. Roma, 1955 (in collabor. con A. Lazzari, V. Minieri, M. Moncharmont Zei).

110. *Sopra un molare di Teleoceras del giacimento fossilifero di Sahabi in Cirenaica.* « Rend. Acc. Naz. dei XL », s. 4ª, vol. IV e V, pp. 89-102, figg. 14, tav. 1. Roma, 1953-1954.

111. *Giovan Battista Alfano. Cenno necrologico.* « Il Mattino ». Napoli, 28 dicembre 1955.

112. *Il cranio giovanile di Elephas antiquus italicus di Pignataro Interamna nella valle del Liri.* « Atti Acc. Sc. fis. e mat. », s. 3ª, vol. III, n. 6, pp. 1-32, figg. 17, tavv. 5. Napoli, 1955 (in collabor. con M. Moncharmont Zei).

113. *Annuario 1956 della Società Nazionale di Scienze, Lettere ed Arti in Napoli.* Napoli, 1956.

114. *Relazione sui lavori compiuti dall'Accademia delle Scienze fisiche e matematiche di Napoli durante l'anno 1955.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XIII, pp. 3-9. Napoli, 1956.

115. *Pietra leccese.* « Lexique stratigraphique international », vol. I, Europa, fasc. 11, pp. 81-82. Paris, 1956.

116. *Annuario 1957 della Società Nazionale di Scienze, Lettere ed Arti in Napoli.* Napoli, 1957.

117. *Relazione sui lavori compiuti dall'Accademia delle Scienze fisiche e matematiche di Napoli durante l'anno 1956.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XXIV, pp. 3-8. Napoli, 1957.

118. *Commemorazione di Giuseppe Checchia Rispoli.* « Rend. Acc. Lincei ». Cl. Sc. Fis., Appendice: Necrologi dei Soci defunti nel decennio dic. 1945 - dic. 1955, fasc. 1, pp. 14-26. Roma, 1957.

119. *Poche parole a ricordo di Giuseppe De Lorenzo.* « Boll. Soc. Naturalisti », vol. LXVI, pp. 35-39. Napoli, 1957.

120. *Maestri che scompaiono: Giuseppe De Lorenzo (1871-1957).* « Boll. Univ. degli Studi di Napoli », anno VII (1956-57), fasc. 3, pp. 64-67. Napoli, 1957.

121. *Commemorazione di Giuseppe De Lorenzo.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XXIV, pp. 152-185. Napoli, 1957.

122. *Annuario 1958 della Società Nazionale di Scienze, Lettere ed Arti in Napoli.* Napoli, 1958.

123. *Relazione sui lavori compiuti dall'Accademia delle Scienze fisiche e matematiche di Napoli durante l'anno 1957.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XXV, pp. 3-8. Napoli, 1958.

124. *Bibliografia geologica d'Italia.* Volume III. *Campania*, pp. 556. Napoli, Genovese, 1958 (in collabor. con M. L. Benassai Scadari).

125. *La Vulcanologia nell'opera di Giuseppe De Lorenzo.* « Bull. Vulcanol. », s. 2ª, vol. XIX, pp. 203-220. Napoli, 1958.

126. *Bibliografia geologica d'Italia.* Volume III. *Campania. Indice analitico*, pp. 557-625. Napoli, Genovese, 1959.

127. *Annuario 1959 della Società Nazionale di Scienze, Lettere ed Arti in Napoli.* Napoli, 1959.

128. *Relazione sui lavori compiuti dall'Accademia delle Scienze fisiche e matematiche di Napoli durante l'anno 1958.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XXVI, pp. 3-10. Napoli, 1959.

129. *Il vulcanismo meridionale nell'opera di G. De Lorenzo.* « Ann. Osserv. Vesuviano », s. 6ª, vol. III, pp. 1-23. Napoli, 1959.

130. *Sopra alcuni avanzi ittiolitici delle arenarie di Harrar.* « Studi sulla missione geol. dell'A.G.I.P. (1936-1938) », vol. IV, pp. 251-260, tav. 1. Roma, Acc. dei Lincei, 1959.

131. *Bibliografia geologica d'Italia.* Volume V. *Puglia*, pp. XXVI+252. Napoli. Genovese, 1959.

132. *Annuario 1960 della Società Nazionale di Scienze, Lettere ed Arti in Napoli.* Napoli, 1960.

133. *Relazione sui lavori compiuti dall'Accademia delle Scienze fisiche e matematiche di Napoli durante l'anno 1959.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XXVII, pp. 1-12. Napoli, 1960.

134. *Nuovi avanzi ittiolitici della « serie di Lugh » in Somalia conservati nel Museo geologico di Firenze.* « Palaeont. ital. », vol. LV, pp. 1-23, figg. 22, tav. 1, Pisa. 1960.

135. *Annuario 1961 della Società Nazionale di Scienze, Lettere ed Arti in Napoli.* Napoli, 1961.

136. *Relazione sui lavori compiuti dall'Accademia delle Scienze fisiche e matematiche di Napoli durante l'anno 1960.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4ª, vol. XXVIII, pp. 3-14. Napoli, 1961.

137. *Giuseppe De Lorenzo. Commemorazione.* « Problemi attuali di Scienza e di cultura », quaderno n. 50. Roma, Acc. dei Lincei. 11 marzo 1961 (pp. 5-26).

Appunti di geologia sul Monte Bulgheria (Salerno)

Nota dei soci PAOLO SCANDONE e ITALO SGROSSO e del dott. FRANCO BRUNO

(Tornata del 29 marzo 1963)

Precedenti conoscenze e stratigrafia.

La regione che descriviamo è compresa tra Marina di Camerota, S. Severino, Celle di Bulgheria, S. Giovanni a Piro e Scario.

Già nel 1882 De Giorgi [3], attribuendo alle « formazioni giuraliassiche » i terreni che vi affiorano, notò con grande acutezza che al Bulgheria « sembra non potersi riferire nessuno dei sistemi geografici del Salernitano » e che questo gruppo « forse rappresenta un frammento di catena sprofondato nel mare tra il Cilento e le Calabrie ».

L'Oppenheim [7] riportò osservazioni inedite riferitegli dal Baldacci il quale aveva rinvenuto al Bulgheria Ellipsactinie in calcari grigi azzurrognoli, assieme a coralli e crinoidi. Queste Ellipsactinie sono citate anche dal Canavari [1].

Una descrizione più dettagliata del M. Bulgheria è opera di Di Stefano [4,5] il quale riconobbe dei calcari compatti grigio chiari che attribuì al Lias inf. per la presenza di una varietà di *Rhynchonellina Seguenzae* Gemm., e dei calcari a crinoidi grigio scuri, raramente rossastri, stratigraficamente sovrapposti ai primi.

Nella parte alta dei calcari a crinoidi, laddove a questi ultimi si intercalano delle marne, lo stesso A. rinvenne *Pentacrinus jurensis* Quenst., *Hildoceras bifrons* Brug. e *Hildoceras levisoni* Simps. Al di sopra di questa formazione del Lias sup. veniva riconosciuto un Tito-

---

(1) Questo lavoro, eseguito con il contributo del C.N.R., costituisce la premessa ad uno studio dettagliato sul Cilento sud-occidentale compreso nel programma di ricerche sull'Appennino meridionale svolto dall'Istituto di Geologia dell'Università di Napoli sotto la guida del prof. Francesco Scarsella che qui vivamente ringraziamo.

nico trasgressivo, con Ellipsactinie, facente passaggio verso l'alto ai calcari cretacei.

Nel 1949 Mirigliano [6] rende nota la presenza del Pliocene tra Licusati e Porto degli Infreschi.

Più recentemente Selli [10] nella regione in questione riferisce al Norico e Retico « dolomie e calcari dolomitici chiari o più spesso nerastri »; al Lias « calcareniti silicifere »; al Dogger « calcareniti con interstrati marnosi »; al Malm « calcareniti, brecciole e calcari scuri oolitici »; al Cretacico inferiore « calcareniti e brecciole organogene nerastre »; al Cretacico superiore « calcareniti e brecciole gradate »; al Miocene (Aquitaniano) trasgressivo, « calcareniti ».

Nel 1962 Cestari [2], in una comunicazione al Convegno sulla geologia dell'Appennino, annuncia il rinvenimento di scaglia di età cretaceo superiore-eocenica.

Dai nostri studi risulta che i terreni affioranti sono di età compresa tra il Trias sup. ed il Plio-Quaternario. Lo studio del Plio-Quaternario sarà oggetto di un prossimo lavoro.

I terreni più antichi affioranti sono rappresentati da una formazione costituita nella parte media e inferiore da dolomie grigio scure e nere; in quella superiore da calcari dolomitici, compatti e concrezionari grigio chiari. Tra questi tipi litologici esiste un passaggio graduale.

Dove la stratificazione è ben evidente, come a Marina di Camerota e in molti tratti lungo la costa, le dolomie immergono a nord con debole inclinazione. La pendenza uniforme degli strati fa sì che, prescindendo da disturbi di scarso rilievo, procedendo dalla fascia costiera di Camerota verso l'interno si passi con regolarità a termini più recenti.

Nelle dolomie nerastre e grige, microcristalline o distintamente saccaroidi di Marina di Camerota abbiamo rinvenuto numerosi gusci di molluschi tra i quali riconoscibili con certezza *Gervilleia exilis* Stopp. e *Pleurotomaria solitaria* Ben. L'età della parte più bassa delle dolomie spetta quindi al Norico.

Nei calcari grigio chiari compatti cui le dolomie fanno regolare passaggio, non abbiamo rinvenuto le *Rhynchonellinae* citate da Di Stefano.

La formazione calcareo-dolomitica che chiamiamo nel suo insieme « formazione di Camerota » risulta quindi datata soltanto infe-

riormente da fossili norici; superiormente è limitata da un elemento litologico caratteristico: la selce.

Il complesso che segue le dolomie triassiche e i calcari dolomitici, compatti e concrezionari infraliassici, è rappresentato da calcari con selce. Più o meno dolomitico nella parte bassa esso è francamente calcareo nella porzione media e superiore. I calcari con selce sono detritici o, più spesso, minutamente detritici; si presentano ben stratificati con strati di spessore variabile da 10 a 100 cm.. Nelle dolomie e nei calcari dolomitici basali non è raro rinvenire cristalli di pirite che presentano un anello di alterazione limonitica; nella parte superiore della formazione invece compaiono interstrati marnosi giallastri dello spessore di qualche centimetro. Laddove questi interstrati diventano più frequenti i calcari contengono gusci di Rhynchonelle che formano veri e propri ammassi. Questo complesso affiora estesamente al M. Bulgheria, nei rilievi tra questo e Camerota e Licusati, nei dintorni di San Giovanni a Piro.

I primi strati con *Rhynchonnella* formano la base di un complesso calcareo-marnoso-silicifero molto fossilifero. Le Rhynchonelle sono contenute in calcari detritici e pseudoolitici; fra esse sono presenti *Rhynchonella clesiana* Leps. e *Rhynchonella vigilii* Leps..

Procedendo verso l'alto diminuisce la frequenza di *R. clesiana*; contemporaneamente i calcari detritici sono gradualmente quasi del tutto sostituiti da marne giallastre spesso silicifere con ammoniti. Le marne contengono intercalati calcari detritici con radioli e piastre di Echini, articoli di Crinoidi, Rhynchonelle. Nella parte sommitale del complesso ammonitifero si rinvengono calcari ricchissimi di piccole Rhynchonelle, nonchè un livello a *Posidonomya* sp.

Queste marne affiorano ampiamente al M. Bulgheria, alla Pornia, alla Picotta, alla Tragara ed in altre località.

Le ammoniti riconosciute in queste marne sono (2):

Calliphylloceras spadae (Meneghini)
Lytoceras dorcadis (Menighini)
Lytoceras (Thysnolytoceras) cornucopiae (Young e Bird)
Lytoceras sp.

---

(2) Le determinazioni sono della dott. Lina Barbera dell'Istituto di Paleontologia dell'Università di Napoli che ha sull'argomento un lavoro in corso di stampa.

Dactylioceras annulatiforme (Bonarelli)
Dactylioceras sp.
Catacoeloceras sp.
Collina aculeata Parrisch e Viale
Hildoceras bifrons (Bruguiere)
Hildoceras sublevisoni Fucini
Hildoceras sublevisoni raricostatum Mitzopulos
Hildoceras semipolitum Buckmann
Hildoceras caterinii Merla
Hildoceras sp.
Brodieia gradata (Merla)
Brodieia alticarinata (Merla)
Mercaticeras mercati (Hauer)
Phymatoceras elegans (Merla)
Phymatoceras sp.
Erycites sp.
Harpoceras falciferum (Sowerby)
Harpoceras sp.
Fontanelliceras fontanellense (Gemmellaro)
Canavaria haugi (Gemmellaro)
Canavaria sp.
Ludwigia sp.

Dalle specie citate risulta evidente l'età (Lias superiore) dei sedimenti che formano questo complesso (3).

In perfetta continuità di sedimentazione alle marne ad ammoniti e da queste perfettamente limitati e datati nella porzione basale, seguono calcari generalmente oolitici o pseudoolitici di colore grigio-azzurro chiaro o scuro. La roccia è spesso ricca di radioli di Echini, articoli di Crinoidi, e di Coralli.

La parte alta del complesso in questione è composta da calcari

---

(3) Associati alle ultime ammoniti e, per alcuni metri, nei calcari ad esse sovrastanti, si trovano orbitolinidi riferibili a *Dictioconus* (?) *cayeuxi* Lucas. La presenza di questo fossile in questo particolare livello è di grande importanza perchè, essendo associato ad ammoniti, è databile con esattezza. Si può così correlare con questo un livello con gli stessi foraminiferi contenuto nella serie carbonatica in varii luoghi dell'Appennino meridionale, assegnandolo alla fine del Lias. Un livello analogo è stato inoltre rinvenuto da uno di noi (Scandone 1962) anche nei calcari con liste e noduli di selce di S. Fele.

neri sottilmente stratificati a frattura subconcoide, ceroidi all'aspetto, ricchi di selce nera e subordinatamente biancastra. Subito sotto a questo livello, caratteristico al M. Bulgheria, sono ricchi di Ellipsactinie che riferiamo dubitativamente al Titonico.

Ai calcari neri con selci nere seguono calcari detrici, pseudoolitici ed oolitici di colore grigio-azzurrognolo, anch'essi ben stratificati. Spostandosi verso la parte medio-superiore del complesso prendono la prevalenza calciruditi e calcareniti che sono, a luoghi, vere e proprie bioclastiti con frammenti di rudiste e di Ostreidi.

I calcari con frammenti di Rudiste fanno passaggio stratigrafico ad una formazione di tipo « scaglia » dal colore giallastro e rosato. Il passaggio netto e brusco, senza transizione graduale, è molto ben osservabile presso S. Giovanni a Piro e presso S. Severino.

La porzione più bassa di questa scaglia è ricchissima di Globotruncane e Globigerinidi; le prime consentono di attribuirle una età maestrichtiana. La scaglia, prima giallastra, diventa rossa nella parte media, quindi variegata ed infine grigia. Alle Globotruncane si sostituiscono le Globorotalie finchè queste scompaiono e sono presenti quasi esclusivamente Globigerinidi e spicole di spugna.

Questa formazione è stata di recente segnalata e studiata da Cestari [2].

Letti marnosi e calcarenitici limitano superiormente la « scaglia ». La parte più alta delle calcareniti contiene *Miogypsina* sp.. Il passaggio dalla scaglia eocenica alle calcareniti eomioceniche, visibile in molte località tra S. Severino e Centola, è realmente insensibile: sul terreno non si riconosce traccia alcuna di trasgressione. Riteniamo perciò possibile l'ammissione di una continuità di sedimentazione dalla scaglia con Globorotalie alle calcareniti con Miogypsine. Non si può, però, fare a meno di restare meravigliati dello esiguo spessore (alcune decine di metri) che spetterebbe all'Eocene superiore e all'Oligocene, anche tenendo conto che si ha a che fare con sedimenti di tipo pelagico. Nè sinora si è rivelata di aiuto la micropaleontologia per risolvere questo problema, poichè nel suddetto intervallo si rinvengono solo Globigerinidi e spicole di spugne.

I letti a Globigerinidi si alternano, nella parte alta della formazione, a quelli con macroforaminiferi (Nummuliti, Assiline, Lepidocicline, Miogypsine) che il più delle volte mostrano chiaramente di essere fluitati.

Presso S. Severino le calcareniti eomioceniche sembrano far passaggio stratigrafico, verso l'alto, a sedimenti flyscioidi di tipo marnoso-argilloso-arenaceo e silicifero. Questo flysch è costituito essenzialmente da un'alternanza di calcari marnosi di colore giallastro, rosso, bruno, verdastro che talora presentano le fessurazioni latenti della « pietra paesina », argilliti grigio piombo con patina ocracea, brecciole.

Questa formazione affiora da Scario fino a Centola. Esiste poi un'altra formazione flyscioide che chiamiamo « flysch nero ». Esso è costituito da un'alternanza di calcari marnosi, marne argillose, brecciole, arenarie e argilliti ed è distinguibile dal precedente per il suo colore grigio scuro, quasi nero. Esso affiora nei dintorni di S. Giovanni a Piro.

È interessante notare che in questo complesso esistono, oltre a frequenti brecciole con Nummuliti, Anfistegine, Eterostegine, Rotalidi dei livelli calcarei costituiti da ammassi di Discocicline e di Lepidocicline che parlano in favore di un'età oligocenica.

Nell'ammissione che questo flysch nero faccia parte della serie del M. Bulgheria, esso rappresenterebbe un'eteropia di facies della porzione più alta della scaglia e di tutto il complesso marnoso-calcarenitico. In favore di questa tesi parlano alcuni elementi, e cioè:

a) il flysch nero affiora solo nei dintorni di S. Giovanni a Piro dove non è presente il Miocene calcarenitico;

b) nella zona dove affiora il flysch nero la scaglia, nella sua porzione superiore, manca di quei termini che normalmente sottostanno alle calcareniti e ad essa sono direttamente sovrapposti (purtroppo a causa della copertura detritica non è riconoscibile con sicurezza la natura stratigrafica del contatto) terreni del flysch che presentano, ad una certa altezza, livelli con Lepidocicline;

c) il flysch nero sembra passare, verso l'alto, al flysch marnoso-argilloso-arenaceo.

Secondo l'interpretazione da noi data a questa parte della serie del Bulgheria si sarebbe verificata una sedimentazione continua dalla scaglia al flysch marnoso-argilloso-arenaceo; nel corso di questa sedimentazione, su un'area relativamente ristretta, si sarebbe verificata un'eteropia di facies durante l'Oligocene, per cui la sedimentazione di tipo flyscioide sarebbe iniziata in alcune zone (S. Giovanni a Piro) nell'Oligocene, in altre (S. Severino, Centola) nel Miocene inferiore.

Tettonica.

Per quanto concerne la tettonica, il motivo strutturale principale è dato da una grande faglia inversa posta al margine orientale del massiccio che va da S. Severino sino a Scario.

È da notare che questa faglia presenta presso Scario un rigetto massimo che va riducendosi verso S. Severino, sino a passare ad una piega faglia e quindi ad una piega.

A S. Severino il piano di faglia presenta un'inclinazione compresa tra 50° e 60°. L'inclinazione presso Scario si riduce a 30°-35°.

Nella prima località i calcari con frammenti di rudiste formano il tetto e la scaglia rossa il letto, nella seconda località i calcari con selce sono direttamente sovrapposti al flysch.

Le faglie di distensione sono prevalentemente di direzione tirrenica e appenninica e sono posteriori alla faglia inversa.

Conclusioni.

Riassumendo quanto si è esposto viene riconosciuta nel M. Bulgheria una serie che va dal Trias al Miocene con caratteristiche peculiari che la differenziano dalle altre serie carbonatiche dell'Appennino meridionale. Queste caratteristiche la fanno ritenere una serie di transizione a sedimenti di mare più aperto o più profondo sconosciuti perchè non emersi o sprofondati nel Tirreno.

È da notare che la differenziazione con la vicina serie carbonatica del Cilento e dei monti di Sapri diventa marcata a partire dalla parte alta del Lias inferiore, inserendosi in quel fenomeno generale che ha interessato tutto l'Appennino centro - meridionale (Scarsella 1958) e che ha individualizzato i due distinti bacini della « facies occidentale » e della « facies orientale ». Soltanto nel Miocene inferiore si ristabiliscono condizioni di uniformità giacchè le calcareniti a *Miogypsina* del Bulgheria presentano caratteristiche molto simili a quelle dei monti di Sapri che sono però trasgressive sui calcari senoniani o paleocenici.

Si può quindi asserire che nel Cretacico superiore emergeva la dorsale carbonatica silentino-lucana mentre ad ovest di essa continuava la sedimentazione in dominio marino. Nel Paleocene e nell'Eocene locali ingressioni interessavano le aree emerse. La trasgressione gene-

rale del Miocene ristabilisce condizioni pressocchè uniformi con depositi in un primo tempo calcarei, quindi marnoso-arenacei flyscioidi.

RIASSUNTO

Vengono descritte, nelle loro linee generali, la stratigrafia e la tettonica del gruppo del M. Bulgheria.

La serie stratigrafica riconosciuta va dal Trias superiore al Miocene, con caratteristiche peculiari che la differenziano dalle altre serie carbonatiche dell'Appennino meridionale. Queste caratteristiche la fanno ritenere una serie di transizione a sedimenti di mare più aperto o più profondo sconosciuti perchè non emersi o sprofondati nel Tirreno. La differenziazione si rende sopratutto marcata a partire dal Lias inferiore.

Nel Miocene inferiore si ristabiliscono condizioni di uniformità.

Il motivo tettonico principale è offerto da una faglia inversa che limita a NE il gruppo e decorre da S. Severino a Scario portando in quest'ultima località, all'accavallamento dei calcari infraliassici sul flysch miocenico.

SUMMARY

The subject of this note is the description of the stratigraphy and the tectonic of the M. Bulgheria, in general lines.

The stratigraphic series range from the upper Trias till Miocene, having distinctive features by which is made different from others carbonatic series of the southern Apennines. By these features is considered a trinsition series with sediments of open or dipper sea, unknow becouse not emerged or sinked under the Tyrrhenian sea.

The differenziation is over all marked from lower Lias. During the lower Miocene were re-established uniform conditions. The main tectonic phenomenon is a reverse fault which ends towards the North-East all the group. In locality Scario the calcareus sediments of the « Infralias » are overlupping the miocenic flysch.

BIBLIOGRAFIA

[1] Canavari M., *Idrozoi titoniani della regione mediterranea appartenenti alla famiglia delle Ellipsactinidi.* Mem. per serv. alla descr. carta geol. d'It., **4**, p. 2ª, pp. 155-210, tavv. 5. Firenze, 1893.

[2] Cestari G., *Segnalazione di « scaglia rossa » sul versante nord-occidentale del M. Bulgheria (Cilento meridionale).* Mem. Soc. Geol. It., vol. IV. Roma, 1962 (in corso di stampa).

[3] De Giorgio C., *Appunti geologici ed idrografici sulla prov. di Salerno (circondari di Campagna e di valio della Lucania.* Boll. Com. Geol., **13**, pp. 39-55 e pp. 137-148, tavv. III, IV; **14**, pp. 73-90. Roma 1882 e 1883.

[4] Di Stefano G., *Osservazioni sulla geologia del M. Bulgheria in prov. di Salerno.* Boll. Soc. geol. It., **13**, p. 70. Roma, 1894.

[5] Di Stefano G., *Nuove osservazioni sulla geologia del M. Bulgheria in prov. di Salerno.* Boll. Soc. geol. It., **13**, pp. 191-198. Roma, 1894.

[6] Mirigliano G., *Pliocene tra Licusati, S. Iconio e Porto degli Infreschi (Salerno)*. Boll. Soc. Natural., **57** (1948), pp. 60-71. Napoli, 1949.

[7] Oppenheim P., *Beitrage zur Geologie der Insel Capri und der Halbinsel Sorrent*. Zeitschr. deutsch. geol. Gesell., **41**, pp. 442-490, figg. 4, tav. XVIII-XX, 1 carta geol. 1:25000. Berlin, 1889.

[8] Scandone P., *Cronologia degli scisti silicei della Lucania*. Mem. Soc. Geol. It., vol. IV. Roma, 1962 (in corso di stampa).

[9] Scarsella F., « *Filoni sedimentari* » *nel calcare massiccio hettangiano del Corno Grande* (*Gran Sasso d'Italia*). Boll. Soc. Geol. It., vol. LXXVII, pp. 15, tav. 1, figg. 4. Roma, 1958.

[10] Selli R., *Sulla trasgressione del Miocene dell'Italia meridionale*. Gior. di geol., ser. 2ª, vol. XXVI (1956), pp. 1-54, tavv. 9. Bologna, 1957.

[11] Selli R., *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., vol. III (1960), pp. 737-789, tav. 1, fig. 1. Pavia, 1962.

Sulla presenza di una stazione paleolitica in un riparo sotto roccia nei dintorni di Cicciano (Nola)(*)(1)

Nota dei soci ANTONINO IETTO e ITALO SGROSSO

(Tornata del 29 marzo 1963)

I rilievi della piccola dorsale rocciosa che forma la parte settentrionale della tavoletta 185-IV-NO-NOLA, sono costituiti da sedimenti mesozoici della serie calcareo-dolomitica; in essi sono rappresentati tutti i termini dal Lias inferiore al Cretacico superiore (2).

Alla base di queste alture e sino a quote oscillanti intorno ai 250 metri, abbiamo ritrovato delle formazioni elastiche, plio-pleistoceniche, marine in buona parte (3), in lembi trasgressivi sulla sottostante serie mesozoica.

Si tratta in prevalenza di conglomerati, che nella parte bassa passano a vere e proprie sabbie molto cementate, i quali formano un terrazzo, più o meno continuo, lievemente inclinato a valle e che termina, intorno alla quota 150, con ripide scarpate di oltre 20 metri di altezza. In queste scarpate, si ritrovano, più o meno allineati, alcuni probabili solchi di battigia, i quali a luoghi formano cavità, allungate in senso orizzontale e profonde al massimo 3-4 metri. In una di queste abbiamo trovato una breccia ossifera contenente, tra l'altro, numerosi manufatti litici in selce.

Questa cavità è situata a quota 130 circa a monte di Masseria Can-

---

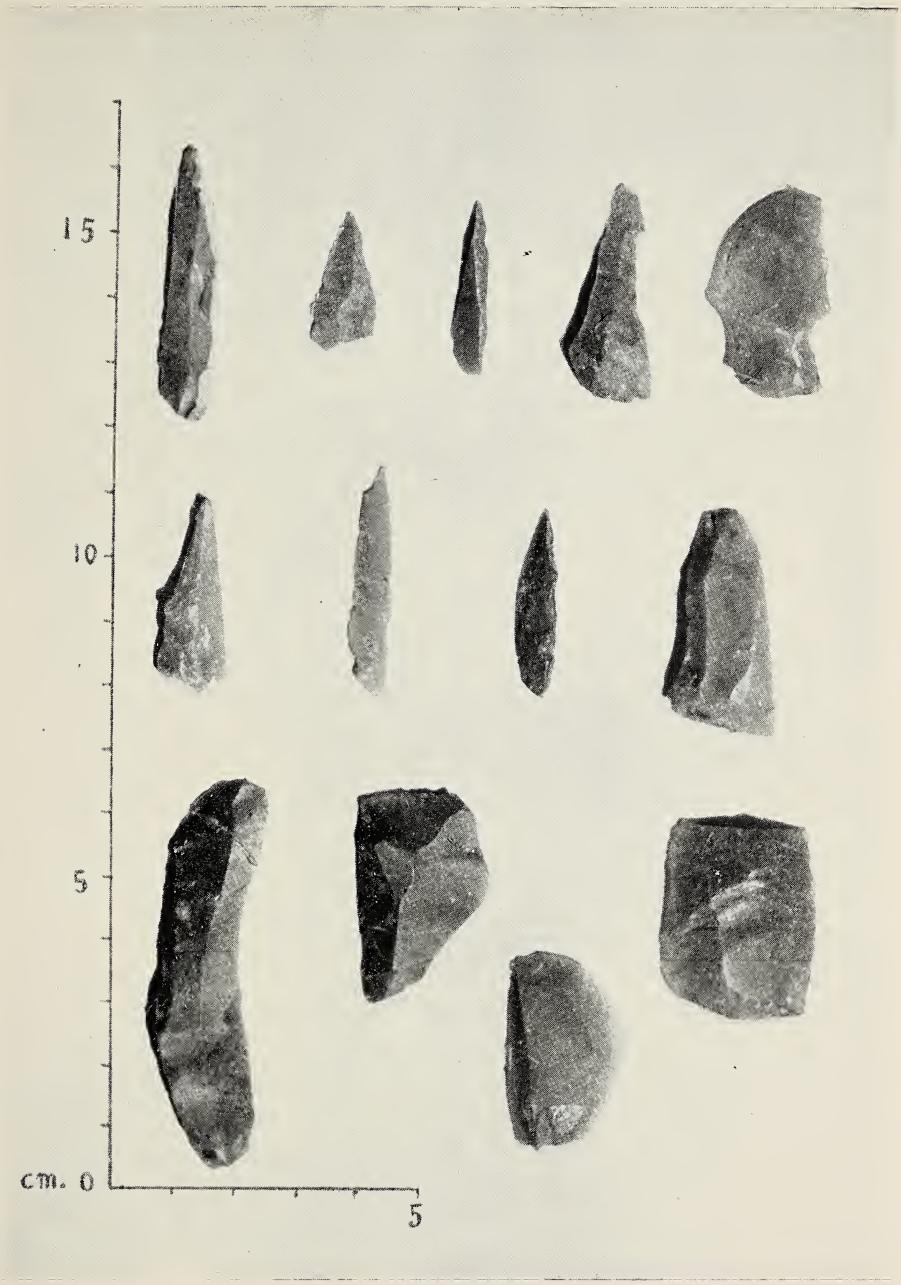
(*) Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R.

(1) La presente nota, scritta in stretta collaborazione tra i due autori, s'inquadra nei lavori di completamento e aggiornamento della Carta Geologica d'Italia (legge 3 gennaio 1960 n. 15) eseguiti per conto del Servizio Geologico d'Italia sotto la direzione scientifica del prof. Francesco Scarsella.

(2) Ietto A. e Sgrosso I., *Il rilevamento geologico della tavoletta 185-IV-NO-Nola.* (In corso di pubblicazione sul Bollettino del Servizio Geologico d'Italia).

(3) Ietto A. e Sgrosso I., *Formazioni marine plio-pleistoceniche nei dintorni di Cicciano (Nola).* Nel presente volume.

Tav. I. — I due ingressi del riparo separati dal pilastro centrale. La zona tratteggiata indica il livello massimo dei lembi residui dello originario riempimento fossilifero.



Tav. II. — Tipologia dei manufatti litici in selce rinvenuti nei lembi residui dei materiali di riempimento.

delaio sita sulla strada provinciale Cicciano-Acerra (coordinate chilometriche della cavità: VF 5722-3448). Essa hà una profondità massima di tre metri ed è formata da due ambienti comunicanti, divisi anteriormente da un pilastro centrale.

Lungo le pareti e intorno al pilastro si notano appiccicati brandelli residui della breccia ossifera sino ad una altezza di 140 centimetri dal piano di calpestio i quali rappresentano il residuo del materiale che originariamente doveva aver riempita quasi tutta la cavità. Più estesamente, anche se con spessore meno rilevante (80-100 cm. al massimo) questa breccia ossifera si ritrova anteriormente all'ingresso posto ad est ed anche, sempre nella parte orientale, sotto la parete in quel punto strapiombante.

Questo riempimento è costituito da frammenti di ossa, talora di notevoli proporzioni, detrito calcareo a spigoli vivi, resti organici carbonizzati, oggetti e frammenti litici ed abbondantissimi gusci di gasteropodi polmonati (4), il tutto inglobato in materiale piroclastico e variamente cementato.

In un sommario esame degli oggetti litici rinvenuti (5) abbiamo potuto riconoscere alcune punte, delle lame e dei raschiatoi, tipici di un industria microlitica del Paleolitico superiore (Aurignaciano); insieme a questi numerose schegge atipiche e residui di lavorazione.

La selce usata per la fabbricazione di questi oggetti è di varii tipi, vi si può riconoscere della selce bionda quasi trasparente, della selce color bianco latteo e di quella zonata molto calcarifera, delle brecciole diasprigne, inoltre diaspri verdi e rossi appartenenti al complesso degli « scisti silicei » che affiorano in Lucania e nei ditorni di Giffoni Vallepiana (Salerno). Il luogo di provenienza della materia prima per la fabbricazione degli utensili è quindi vario; comunque fonte principale di approvvigionamento dovevano essere gli estesi affioramenti di flysch del vicino Avellinese a luoghi ricchi di diaspri compatti ed omogenei; la presenza però di selce bionda e di materiale proveniente dal complesso degli « scisti silicei » confermano quanto già noto, cioè che gli approvvigionamenti di questa materia

---

(4) La notevole abbondanza dei gusci di questi molluschi, nonchè il fatto che questi appartengono tutti ad individui adulti, ci fanno ritenere che essi siano serviti da pasto agli abitatori di questa stazione.

(5) Abbiamo prelevato soltanto il materiale trovato sciolto sul suolo della cavità e qualche frammento d'osso e di selce sporgente dal conglomerato, perchè ci ripromettiamo di eseguire razionalmente lo scavo senza alterare l'originaria stratigrafia del giacimento, e di studiarne i reperti.

prima venivano effettuati anche in zone piuttosto lontane dalle sedi di residenza.

A quanto ci consta il Paleolitico non era mai stato segnalato in questi dintorni; noi riteniamo invece che le molte cavità naturali che si aprono nei conglomerati addossati alla base dei rilievi che formano l'intera dorsale dell'Avella, data la loro favorevole posizione, possano essersi prestati ad un insediamento umano in età preistorica. Di questo insediamento il giacimento da noi trovato rappresenta un chiaro indizio.

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, marzo 1963.

RIASSUNTO

Per la prima volta, nella zona, si segnala la presenza, nei pressi di Cicciano, di un riparo sotto roccia con una breccia ossifera contenente, tra l'altro, manufatti in selce del Paleolitico superiore.

SUMMARY

In the zone is for the first time signalized, nearby Cicciano, a cave filled with ossiferous breccia containing, among other things, flint hand-manufactured goods of the upper Palaeolithic.

Nuovi aspetti della tettonica della serie calcareo-dolomitica mesozoica nel salernitano [1][2]

Nota del socio: ANTONINO IETTO

(Tornata del 29 marzo 1963)

Durante il rilevamento delle tavolette 185 - II - SE - S. Cipriano Picentino e 185 - II - SO - Salerno, è stato possibile osservare frequentemente un fenomeno tettonico interessante la serie calcareo-dolomitica mesozoica, del tutto particolare in considerazione delle precedenti vedute sulla geologia dell'Appennino campano.

Infatti, la tettonica interessante i massicci calcarei e calcareo-dolomitici mesozoici della zona presa in esame, è stata finora conside-

---

(1) La presente nota si inquadra nei lavori eseguiti su incarico del Servizio Geologico d'Italia in adempimento alla legge 3-1-1960 n. 15, riguardante il rilevamento ed aggiornamento della Carta geologica d'Italia, sotto la direzione scientifica del Prof. Francesco Scarsella, Direttore dell'Istituto di Geologia dell'Università di Napoli. In parte è stata svolta con contributi del C.N.R.

(2) Al fine di una più agevole interpetrazione di quanto sarà esposto nel presente lavoro, si ritiene opportuno riportare il sommario di una nota dello stesso Autore in corso di stampa, opera citata [20]:

« Le formazioni dei calcari a liste e noduli di selce, degli scisti silicei e del sovrastante complesso dolomitico, affioranti nei dintorni di Giffoni Valle Piana (Salerno), finora considerati come facenti parte di una serie unica e stratigraficamente continua attribuita interamente al Trias superiore, risultano invece appartenenti a due serie distinte ed in sovrapposizione tettonica:

a) una serie sottostante, stratigraficamente continua, probabilmente autoctona, costituita dalla formazione dei calcari a liste e noduli di selce e da quella degli scisti silicei, della quale alcuni termini sono stati datati come Lias;

b) una serie sovrastante, continua, sovrascorsa sulla precedente e costituita, negl'immediati dintorni di Giffoni Valle Piana, da un complesso dolomitico-marnoso carnico e, superiormente, dall'Hauptdolomit norica. Al monte Accellica detta serie sovrascorsa, si estende fino a comprendere tutto il Giura superiore ed al monte Mai fino al Cretacico superiore, sempre in facies calcareo-dolomitica ».

rata una tettonica di distensione con faglie generalmente verticali o subverticali ad andamento prevalente NO - SE e NE - SO [6, 18, 23].

Senonchè, osservazioni e studi da noi condotti nelle zone tra Salerno ed i Picentini, mettono in luce, per la prima volta in queste zone, la esistenza di particolari situazioni strettamente collegate ad una tettonica con effetti di compressione.

Tavoletta 185 - II - SO - Salerno

Monte Stella.

A nord di Ogliara si eleva con aspri versanti il rilievo del Monte Stella che raggiunge la quota di 953 metri. Esso risulta costituito, in prevalenza, da formazioni cretaciche calcareo-dolomitiche con Ippuriti, Requienie, Nerinee ecc., tettonicamente sovrapposti alle dolomie del Trias superiore, come si osserva chiaramente sul versante sud-occidentale.

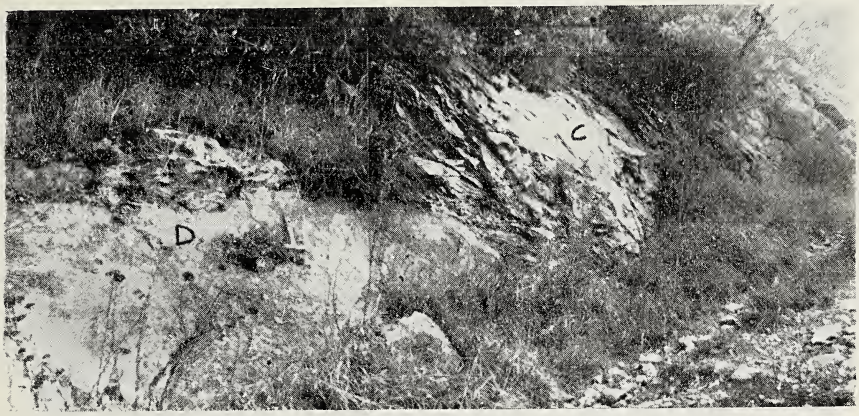
Tali dolomie si presentano generalmente di colore grigio cenere, straterellate o stratificate e con alternanze di livelli marnosi giallastri. L'età di questa formazione è carnico-norica [20].

Sul versante N, i calcari dello Stella, limitati da ripide pareti, vengono egualmente a contatto con le dolomie su descritte, ma qui la estesa copertura vegetale impedisce di intravederne con chiarezza i rapporti.

Comunque, le chiare situazioni osservabili sul lato sud-occidentale, consentono di riconoscere una sovrapposizione tettonica di tutto il Cretacico calcareo-dolomitico dello Stella sul Trias superiore prevalentemente dolomitico.

Ed infatti, quanto per citare la situazione di maggiore chiarezza, considerando un percorso da SO a NE e precisamente da Fuarde (1 Km. ad O di Ogliara) verso Pianello e Grotta degli Sbirri, si ha modo di osservare: dopo una lieve copertura di detrito frammisto a materiale piroclastico, affiora il complesso calcareo-marnoso a *Myophoria vestita* del Carnico [20], con una potenza approssimata intorno ai 150 metri. A questo complesso segue, in normale successione stratigrafica, la formazione delle dolomie grigio cenere carnico-noriche da

q. 375 a q. 550 circa. A queste dolomie si sovrappongono tettonicamente i calcari ad Ippuriti di Grotta S. Salvatore (vedi foto 1).



Fot. 1. — Contatto dolomie cornico-noriche (D) e calcari cretacici (C) sul versante S-SO del Monte Stella (sulla mulattiera da Case Mandrizzo al Serbatoio verso E).

Ma quanto è più interessante osservare, è che la sommità della collina Pianello è costituita da un lembo di calcari cretacici staccati dalla massa centrale dello Stella, e quindi in posizione di klippen, sovrapposti tettonicamente, con un piano di contatto che immerge di poco a S, sia al complesso calcareo-marnoso carnico, sia alle dolomie carnico-noriche (vedi sezione I e foto 1 bis).

Fot. 1 bis. — Il Monte Stella visto da S: a) Complesso calcareo-marnoso a *Myophoria vestita* (Carnico); b) Dolomie carnico-noriche; c) Calcari cretacici in sovrapposizione tettonica.

Tavoletta 185 - II - SE - S. Cipriano Picentino

Monte Monna.

Il rilievo del monte Monna (q. 1195) risulta costituito da una successione litologica calcareo-dolomitica giurassica s. l.: da q. 750 a q. 950 circa, una formazione stratificata costituita da alternanze di calcari grigio scuri, dolomia grigio perla oolitica, livelli di dolomia saccaroide grigia, calcari beige detritici. Segue una formazione, con potenza sui 40-50 metri costituita da calcare finemente oolitico grigio, ben stratificato. All'oolitico succedono, da q. 1000 circa, calcari e calcari marnosi grigio scuri o nocciola, a volte detritici, con piccole Rinconelle. Superiormente, infine, chiudono la successione, dei calcari neri, bituminosi, fogliettati, con abbondanti resti di Echinidi e piccoli Lamellibranchi; la potenza di questi calcari è sui 60-70 metri.

L'età di tutta questa successione, osservabile sul versante SE del Monna, è difficile stabilirla in quanto non sono stati trovati fossili, sia macro che micro, di limitata distribuzione stratigrafica. Considerando, però, detta successione dal punto di vista litologico, essa risulta nettamente diversa dalle circostanti serie sia cretaciche che triassiche, mentre presenta marcate analogie con le vicine serie giuresi.

Tutti questi terreni, verosimilmente quindi giurassici e con potenza complessiva sui 500-600 metri, si sovrappongono tettonicamente alle dolomie del Trias superiore che formano la base del Monte Monna. Tale sovrapposizione tettonica, è bene evidente in zona Naso Aperto a NO di Castiglione dei Genovesi, lungo il tracciato della costruenda strada Castiglione-Calvanico. Qui e su tutto il versante occidentale, alla dolomia del Trias superiore in stato cataclastico, si sovrappone direttamente il calcare oolitico grigio. Altrove, invece, e cioè sul versante settentrionale ed orientale, i terreni giuresi del Monna si sovrappongono alle dolomie carnico-noriche con i termini più bassi (calcari grigio scuri ecc.).

Il piano di contatto tra le formazioni triassiche e giuresi, dalla media dei dati rilevati, risulta pressochè orizzontale, con una leggera immersione ad O-SO.

Monte Castello (Terravecchia).

Fenomeno analogo ai precedenti, interessa la collina subito ad O della frazione Mercato (Giffoni Valle Piana). Anche qui, su una base di dolomia farinosa carnica, poggia tettonicamente una forma-

zione calcarea, disturbatissima da pieghe e fratture, di potenza non ben determinabile ma probabilmente sui 150-200 metri, costituita, in basso, da calcari grigio scuri straterellati o a banchi cui segue una pila di strati calcarei prevalentemente oolitici di colore nocciola.

Fot. 2. — Contatto dolomia farinosa (D) e calcari giurassici (G) al Monte Castello di Giffoni (versante SO).

Sezioni sottili di una campionatura effettuata in questa formazione, hanno messo in evidenza associazioni faunistiche di tipo giurese s.l. (probabile Lias-Dogger).

Il piano di contatto tra le formazioni giurassiche e triassiche, immerge a S-SO con inclinazione variabile ma contenuta fra i 20 ed i 40 gradi.

Monte Cuculo.

Alla base del versante S del Monte Cuculo, in zona Oliveto Chiuso e Pimbo, si ha modo di osservare un'altra situazione analoga a quelle precedentemente esposte. Infatti, lembi di calcari compatti grigio scuri straterellati e calcari stratificati o a banchi generalmente oolitici di colore grigio o nocciola, si sovrappongono tettonicamente alle dolomie grigio cenere carnico-noriche.

Questi calcari, del tutto eguali a quelli di Monte Castello, vengono similmente ascritti al Giura s.l.

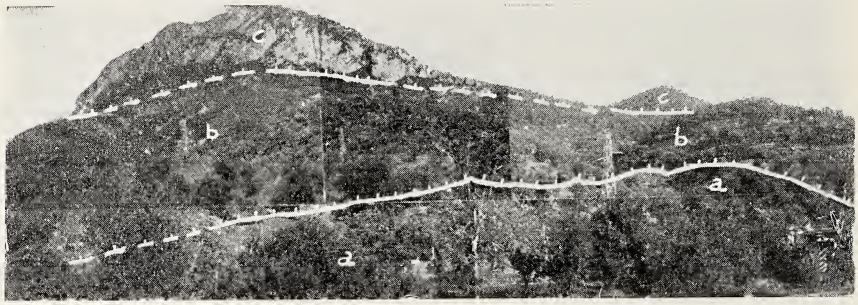
L'estenzione topografica degli affioramenti è relativamente notevole, specie in contrada Pimbo dove raggiunge dimensioni di circa 1 Km. per 400-500 metri. La potenza è difficilmente valutabile e quanto mai variabile dati i numerosi disturbi. Comunque sembra non dover superare i 100 metri.

I piani di contatto immergono a S con inclinazioni intorno ai 25°.

Tavoletta 186 - III - SO - Montecorvino Rovella

Monte Salvatore.

Il Monte Salvatore (q. 874), a N di Gauro, già considerato come costituito esclusivamente da dolomie massicce grige noriche [2], risulta invece costituito da ben tre distinti complessi litologici, bene esposti sul versante O.



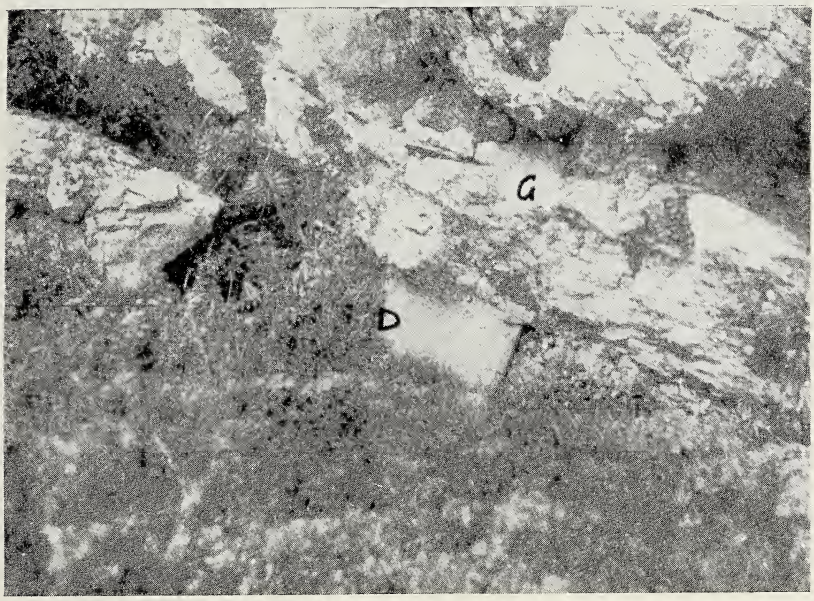
Fot. 3. — Il Monte Salvatore visto da O: a) Scisti silicei; b) Dolomia bianca farinosa, base della serie dolomitica-calcarea sovrascorsa; c) Calcari giurassici e cretacici in sovrapposizione tettonica alla dolomia farinosa.

Inferiormente, e cioè ad E di S. Rocco e di Vassi, in sinistra orografica del Picentino, affiora una parte della serie degli scisti silicei, già descritta in una precedente nota [20], potente circa 100 metri. Sugli scisti silicei si sovrappone tettonicamente la tipica formazione carnica della dolomia farinosa massiccia bianca o grigia, con potenza intorno ai 400 metri. Al di sopra della dolomia farinosa, poggia, ancora per contatto tettonico, una formazione prevalentemente calcarea con potenza tra i 350-400 metri (fot. 3 bis).

Avendo già trattato gli scisti silicei e la dolomia sovrastante dal punto di vista sia tettonico che stratigrafico [20], si ritiene qui opportuno esaminare soltanto i rapporti tra dolomia e calcari, con particolare riferimento alla tettonica e stratigrafia di quest'ultimi.

Per una più chiara esposizione consideriamo la successione litologica procedendo ad O verso E lungo la linea di sezione 3 (vedi sez. 3).

I calcari che vengono direttamente a contatto con la dolomia



Fot. 3 bis. — Contatto dolomia farinosa (D) e calcari giurassici (G) al Monte Salvatore (versante O, alla base della parete visibile nella foto 3).

sono dei calcari grigi, detritici, a frattura scheggiosa, con rare alternanze di calcari oolitici e pseudoolitici. Hanno una potenza valutabile sui 200 metri ed immergono a NE di circa 25-30°.

Nella porzione basale di questa formazione, si rinvengono a tratti, alcuni strati ricchi di grossi gusci di bivalvi (probabili ostreidi) completamente spatizzati. La porzione terminale invece di questi calcari è caratterizzata dalla presenza di livelli a *Cladocoropsis mirabilis* Felix, per cui può essere ascritta al Giura superiore (Malm) [29].

Ai calcari a *Cladocoropsis* succedono, con netta discordanza angolare (vedi fot. 5), dei calcari a grana fine di colore nocciola chiaro,

talora biancastri subcristallini, raramente grigi. La potenza di questa ultima formazione è sui 150-200 metri ed alcuni degli strati più alti sono delle vere e proprie biostrome a Rudiste s.s. (Cretacico sup.).

Ricapitolando, quindi, i calcari del monte Salvatore, costituiscono una successione litologica composta da due formazioni calcaree di-

Fot. 4. — Contatto dolomia farinosa (D) e calcari giurassici (G) al Monte Salvatore (estremità SO di Toppo Cocuzzo; vedere foto 6).

stinte ed entrambe databili: una inferiore appartenente al Giura superiore ed una più alta appartenente al Cretacico superiore.

I rapporti tra le due formazioni risultano chiaramente tettonici. Ciò in considerazione: della netta discordanza angolare tra esse esistente; degli spessori che intercorrono tra i livelli a *Cladocoropsis* e quelli a Rudiste; della mancanza di elementi a favore di un fenomeno trasgressivo dei terreni cretacici su quelli giuresi.

Infatti, in tutte le zone prossime a questa in esame, e cioè dalla penisola Sorrentina ai Picentini, la serie calcareo-dolomitica, dal Giura superiore al Cretacico superiore, risulta continua e con una potenza non inferiore ai 1000 metri. In essa, inoltre, si rilevano, costantemente compresi tra i due livelli fossiliferi anzi citati, altri numerosi livelli fossiliferi tipici e cioè: livelli a Nerinee, livelli a

Requienie, livello ad *Orbitolina*. Livelli questi che al monte Salvatore risultano assenti.

Se ne deduce, che i calcari su descritti, sovrapposti alla dolomia carnica, costituiscono a loro volta due distinte scaglie tettoniche, ascrivibili rispettivamente al Giura superiore ed al Cretacico superiore.

Fot. 5. — Discordanza angolare tra calcari giurassici (G) e calcari cretacici (C) al Monte Salvatore (versante S di Ripe del Gauro. Ved. fot. 6 e sez. 3).

Alla base del versante E del Salvatore, dove i calcari a Rudiste vengono a contatto laterale con la dolomia bianca farinosa carnica della base SO del monte Circhio, si ritrovano, lungo la linea di contatto, brandelli di flysch argilloso miocenico.

I rapporti, però, tra calcari a Rudiste, dolomia e flysch, non sono bene evidenti nel senso che non è chiaro se il flysch sia preso lungo i piani tettonici delle scaglie calcaree, oppure se viene intrappolato lungo il piano della faglia normale, grosso modo N-S, che porta a contatto le formazioni del Salvatore con quelle del monte Circhio.

Altra ipotesi è che la faglia normale esistente tra i calcari del Salvatore ad O e la dolomia ad E, porti nuovamente in affioramento il piano di sovrascorrimento della serie carbonatica sugli scisti silicei ed, in questo caso, anche sul flysch miocenico. Se così è, il flysch in parola, verrebbe ad essere sottoposto tettonicamente alla dolomia della

base SO del Circhio. Tale ipotesi, tra quelle enunciate, sembra la più probabile essendo la più avvalorata dai dati rilevabili sul terreno (vedi sez. 3).

* * *

Oltre alle situazioni finora esposte, è facile rilevare nella serie mesozoica calcareo-dolomitica, fenomeni collegabili ad una tettonica con effetti di compressione. Ciò dicendo mi riferisco alla presenza di faglie inverse, fra cui la più tipica è quella tra Pezzale e Toppo Corno ad E di Sovvieco, con andamento E-O e vergenza a S. Tale faglia inversa, causando la sovrapposizione della dolomia farinosa sul complesso calcareo-marnoso a *Myophoria vestita*, porta alla ripetizione, lungo la dorsale da Vassi al monte Licinici, delle due formazioni più basse della serie triassica qui affiorante.

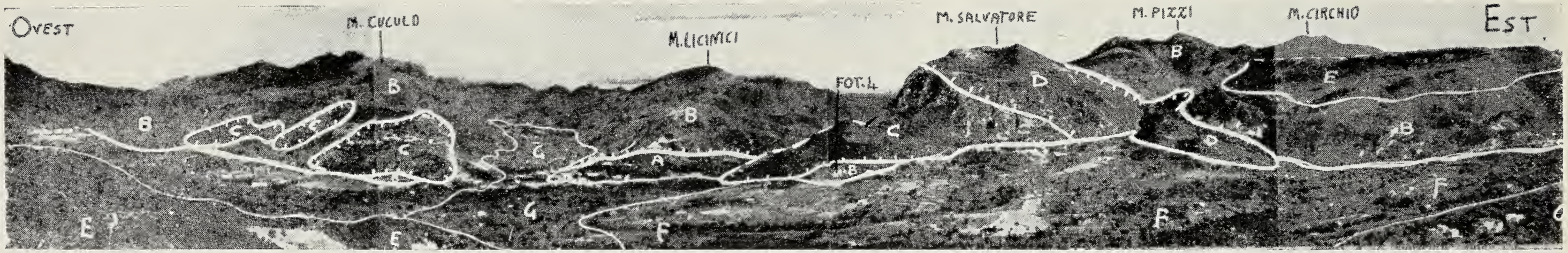
Conclusioni

Contrariamente a quanto finora ritenuto e cioè che la tettonica della serie calcareo-dolomitica mesozoica nel Salernitano fosse esclusivamente una tettonica di distenzione con faglie normali verticali o subverticali, da quanto esposto in questo lavoro, risulta evidente l'esistenza di una tettonica con effetti di compressione, di età post-cretacica e, con ogni probabilità, miocenica (3). A questa tettonica è da collegarsi il sovrascorrimento di tutta la serie carbonatica sugli scisti silicei [20] e tutti quei fenomeni ad esso connessi, esposti nel presente lavoro. Fenomeni che, a nostro avviso, possono essere interpetrati soltanto ammettendo nel corpo della serie carbonatica, episodi di avanscorrimento di alcune formazioni rispetto ad altre.

Posteriormente alla fase tettonica descritta, sia la serie carbonatica dal Trias al Cretacico, che la sottostante serie dei calcari con selce e scisti silicei, sono state interessate da una tettonica a carattere isostatico con faglie normali di rilassamento. Questa tettonica sarebbe stata caratterizzata, secondo gli AA. [6, 18, 23] dalla direzione pressocchè costante delle linee di faglia principali e cioè NO-SE (appenninica) e NE-SO (tirrenica). Senonchè, nella zona studiata, è stato possibile osservare come, assieme a faglie con andamento « appenni-

---

(3) Ciò anche in base al ritrovamento, in zone poco a S, di lembi di flysch miocenico al di sotto delle dolomie del Trias, come riferito dal Dott. Ghelardoni dell'A.G.I.P. Mineraria in un suo intervento alla relazione di Ietto A. [20] al Convegno su « La geologia dell'Appennino » indetto dalla Società Geologica Italiana (Roma 13-14 dicembre 1962).



Fot. 6. — Panoramica da sud dei rilievi sud-occidentali del Gruppo dei Picentini

A) Scisti silicei;

B) Dolomie (Trias sup.), base della serie carbonatica sovrascorsa sugli scisti silicei.

C) Calcari del Giura in sovrapposizione tettonica alle dolomie del Trias superiore.

D) Calcari del Cretacico superiore in sovrapposizione tettonica ai calcari del Giura.

E) Brecce plio-pleistoceniche.

F) Flysch terziario.

G) Alluvioni recenti e detriti di falda.

Linee sottili: limiti di formazione.

Linee grosse: linee di contatto tettonico.

Linee grosse dentellate: linee di sovrapposizione tettonica

nico » e « tirrenico », numerosissime siano le faglie con andamento E-O e N-S. Anzi, molte linee di dislocazione con andamento NO-SE o NE-SO risultano, in effetti, dovute all'incrocio di numerosi gruppi di faglie con andamento prevalente N-S ed E-O.

A conferma di quanto detto basta considerare la situazione della valle del torrente Bonea presso Vietri sul Mare. Questa valle, infatti, incisa lungo una linea di dislocazione ad andamento appenninico, è in realtà sede di incrocio di numerose faglie ad andamento prevalente N-S ed E-O. Inoltre la valle del fiume Irno, che divide la tavoletta Salerno, corrisponde ad una linea di faglia con andamento chiaro N-S. Similmente, in destra alla valle dell'Irno, i rilievi dolomitici delle « Creste », hanno un allineamento N-S e sono lateralmente bordati da innumerevoli piccole faglie che, mantenendo lo stesso andamento, preludono alla faglia principale del fondo valle. Anche qui, assieme a faglie N-S, si rileva la presenza di numerose faglie con andamento ortogonale E-O.

Comunque, alle forze agenti nella descritta tettonica di distenzione, sia l'autoctono (4) che l'alloctono (5) hanno reagito con eguali modalità, dislocandosi uniformemente in zolle grosso modo monoclinali.

Ciò ha, tra l'altro, causato l'attuale smembramento del piano di contatto tra le due serie, portando spesso formazioni della serie autoctona a contatto laterale con formazioni della serie alloctona. Ciò, per esempio, avviene in contrada Scalelle a S di Sieti dove i calcari a liste e noduli di selce carnici vengono a contatto laterale, per faglia normale, con le dolomie grigio cenere carnico-noriche.

Questa successiva tettonica di rilassamento, in considerazione delle formazioni che interessa e all'esame delle situazioni tettoniche generali, è da considerarsi postmiocenica o, al massimo, a partire dal tardo Miocene.

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università - Dicembre 1962.

---

(4) Le formazioni degli scisti silicei e dei calcari a liste e noduli di selce affioranti nei Picentini, vengono ritenute autoctone, sia per le loro condizioni di giacitura, sia perchè non si rilevano in campagna, nonostante la discreta distanza ed estenzione degli affioramenti, situazioni che possano autorizzare a supporre diversamente.

(5) L'alloctonia della serie calcareo-dolomitica dei Picentini rimane tuttora un argomento aperto, nel senso di stabilire, mediante studi nelle rimanenti zone appenniniche, l'entità maggiore o minore del sovrascorrimento o, se invece, si può parlare di un vero e proprio carreggiamento.

SOMMARIO

Vengono esposte alcune osservazioni sulle vicende tettoniche che hanno interessato la serie mesozoica calcareo-dolomitica nel salernitano con particolare riferimento ai bordi meridionali dei Picentini.

Questa serie presenta, frequentemente, delle lacune dovute alla sovrapposizione tettonica di formazioni più recenti su formazioni più antiche. La stessa, mostra anche delle ripetizioni dovute a faglie inverse con piani generalmente poco inclinati.

Tutte queste situazioni tettoniche vengono collegate al sovrascorrimento della serie calcareo-dolomitica mesozoica (Trias sup.-Cretacico sup.) sul complesso degli scisti silicei comprendente, nella zona dei Picentini, termini appartenenti al Lias.

SUMMARY

Some observations are exposed on the tectonic intercourses wich have interested the Mesozoic series calcareous-dolomitic in the Salernitano country, with particular reference to the southern edges of the Picentini mountains.

The said series frequently presents gaps due to the tectonic overposition of more recent formations on more ancient ones. The same series shows also repetitions, due to reverse faults, with scarcely inclined plains.

These tectonic situations are all connected to overthrust of Mesozoic calcareous-dolomitic series (Trias sup.-Cretaceous sup.), on the complex of the scisti silicei, wich in the series of Picentini mountains, compreends terms wich belong to the Lias.

BIBLIOGRAFIA

[1] Anelli M. *Sulla presenza di falde di ricoprimento nell'Italia meridionale.* Atti Soc. Nat. e Mat. Modena 1939.

[2] Ardigò G. *Osservazioni geologiche sull'alta valle del Tusciano e sulla media valle del Sele. Considerazioni generali sulla evoluzione dei monti Picentini (Appennino meridionale).* Boll. Soc. Geol. d'It., vol. LXXVII, Roma 1959.

[3] Ardigò G. *Osservazioni geologiche sulle alti valli del Calore e dell'Ofanto.* Boll. Serv. Geol. It., vol. LXXIX, Roma 1958.

[4] Baldacci L. e Viola C. *Sull'estensione del Trias in Basilicata e sulla tettonica generale dell'Appennino meridionale.* Boll. Com. Geol. It., vol. XXV, Roma 1894.

[5] Behrman R. B. *Die Faltenbogen des Appennins und ihre paleontographische.* Abh. Ges. Wiss. zu Gottingen math. phis. kl. s. 3, n. 16, Berlin 1936.

[6] Bose E., De Lorenzo G. *Zur Geologie der Monti Picentini bei Neapel.* Zeitsch deutsch. geol. Gesell., vol. 48, Berlin 1906.

[7] Costa O. G. *Note geologiche e paleontologiche sui Monti Picentini.* Atti Ist. Incoragg., ser. II, tom. I, Napoli 1864.

[8] Crema C. *Esistono carreggiamenti nei dintorni di Tramutola in Basilicata?* Boll. R. Uff. Geol. Roma 1925.

[9] Crescenti U. e Sartoni S. *La zona a* Palaedasycladus mediterraneus (*PIA*) *nel Lias dell'Appennino meridionale.* Giornale di Geologia, vol. XXVII, 1956-57, Bologna 1959.

[10] De Castro P. *Sulla presenza del Lias negli scisti silicei di Giffoni Valle Piana nel Salernitano.* In corso di stampa. Boll. Serv. Geol. 1962.

[11] De Castro P. *Nota preliminare sulla presenza del Lias negli scisti silicei di Giffoni Valle Piana nel Salernitano.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, vol. 70, Napoli 1961.

[12] De Castro P. *Il Giura-Lias dei monti Lattari e dei rilievi ad O della valle dell'Irno e della piana di Montoro.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, ser. IV, vol. XXIX, Napoli 1962.

[13] De Lorenzo G. *Geologia dell'Italia meridionale.* Ediz. Laterza, Bari 1904.

[14] De Lorenzo G. *Geologia dell'Italia meridionale.* E.P.S.A., Napoli 1937.

[15] Di Stefano G. *Sull'Estensione del Trias superiore nella provincia di Salerno.* Boll. Soc. Geol. It., vol. XI, Roma 1892.

[16] Franchi S. *Alcuni fatti a documentazione dei carreggiamenti della valle del Liri.* Boll. R. Com. Geol., vol. XLVIII, Roma 1923.

[17] Franchi S. *Nuove osservazioni sulle falde di ricoprimento dei monti Ausoni e Lepini.* Rend. Acc. Naz. Lincei, vol. XXXIII, Roma 1924.

[18] Galdieri A. *Sul Trias dei dintorni di Giffoni.* Atti Acc. Pontaniana, vol. XXXVIII, Napoli 1908.

[19] Grzybowski J. *Contributo agli studi della struttura geologica dell''Italia meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., 40, Roma 1921.

[20] Ietto A. *I rapporti tettonici tra « scisti silicei » e dolomia nei dintorni di Giffoni Valle Piana (Salerno) ».* Mem. Soc. Geol. d'It., vol. IV (1963) (in corso di stampa).

[21] Richetti G. *Geologia del nucleo mesozoico di Pignola e Abriola (Potenza).* Boll. Soc. Geol. It., vol. LXXX, 1961, Roma 1962.

[22] Pilla L. *Spaccato dell'Appennino napoletano.* Atti IV riun. Scienziati Ital. (Padova 1842), Padova 1843.

[23] Sacco F. *L'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., vol. XXIX, Roma 1910.

[24] Sacco F. *Le direttrici tettoniche trasversali dell'Appennino.* Rend. Acc. Lincei, ser. VI, Roma 1935.

[25] Sacco F. *La geotettonica dell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., vol. XXXI, Roma 1912.

[26] Scandone P. *Nuove vedute sulla geologia dei dintorni di Lagonegro.* Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. in Napoli, ser. IV, vol. XXVIII, Napoli 1961.

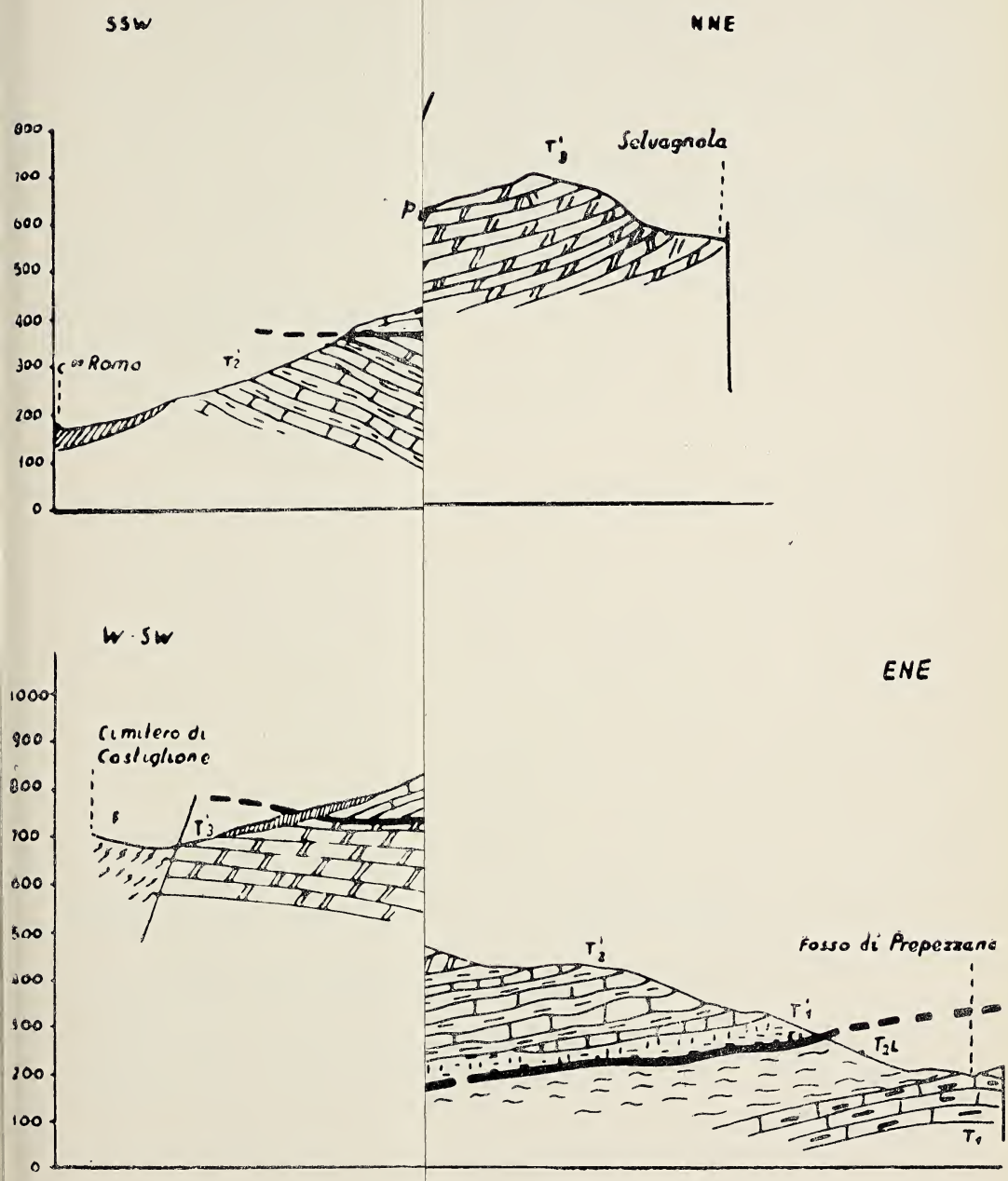
[27] Scandone e Sgrosso I. *Considerazioni su una presunta lacuna liassica nei Monti Picentini (Salerno).* Rendic. Acc. Sc. Fis. Mat., ser. IV, vol. XXIX, Napoli 1962.

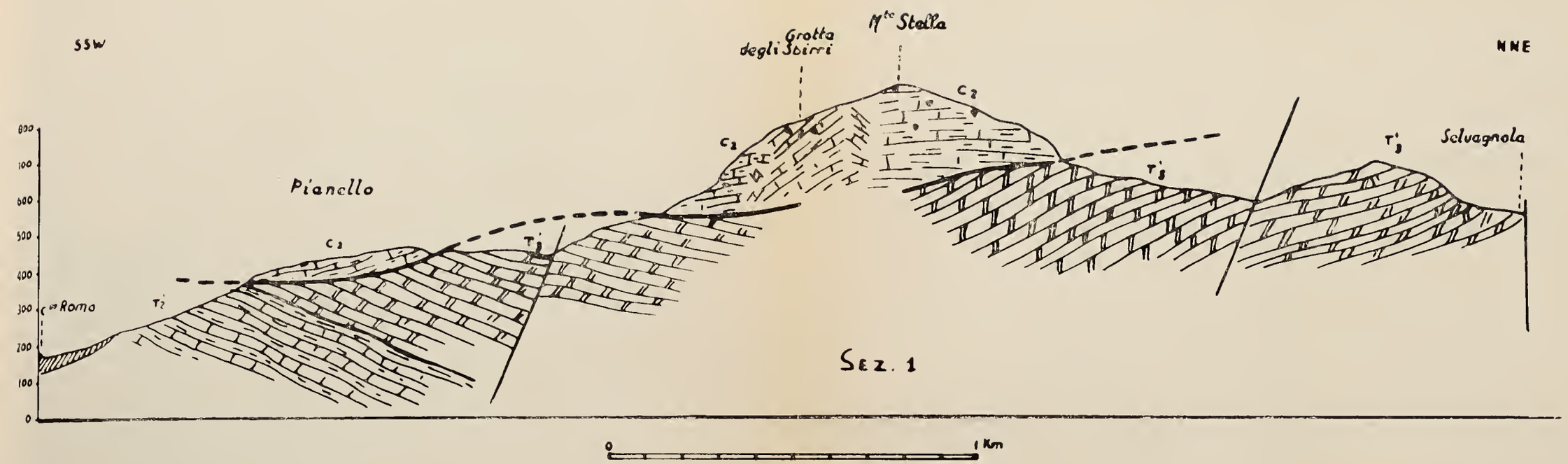
[28] Scarsella F. *Sulla presenza del Lias nell'isola di Capri.* Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. in Napoli, ser. IV, vol. XXVIII, Napoli 1961.

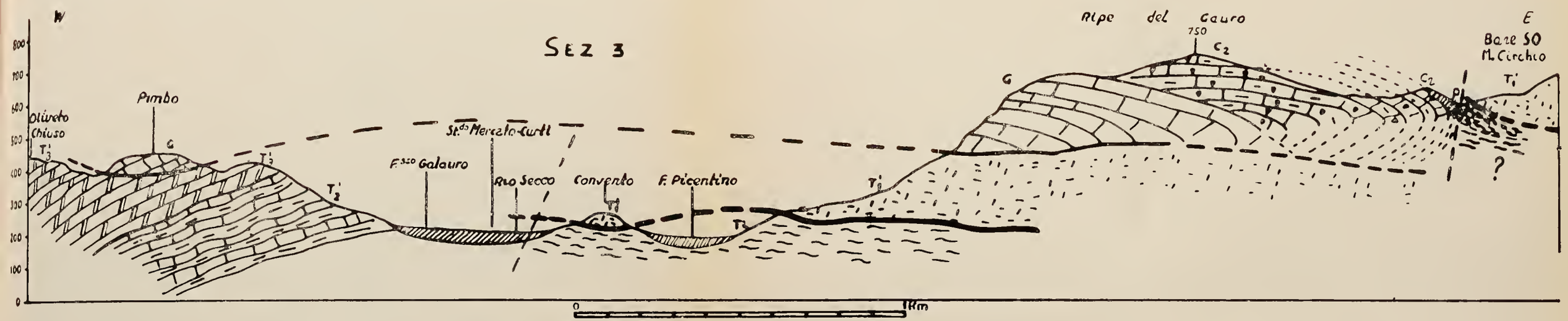
[29] Sgrosso I. *Calcari a Cladocoropsis: orizzonte guida del Malm nell'Appennino Meridionale.* Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., ser. IV, vol. XXIX, Napoli 1962.

[30] Signorini R. *Sulla tettonica dei terreni mesozoici nell'Appennino Lucano.* Rend. R. Acc. Lincei cl. Sc. Fis. Mat., vol. XXIX, Roma 1939.

[31] Tchihatcheff P. *Coup d'ocil sur la costitution geologique des provinces meridionales du royame de Naples,* Berlin 1842.


SSW
NNE
800
700
600
500
400
300
200
100
0
Selvagnola
P
Roma
W · SW
ENE
1000
900
800
700
600
500
400
300
200
100
0
Cimitero di Castiglione
Fosso di Prepezzano


SSW
NNE
Grotta degli Sbirri
M^te Stella
Pianello
Selvagnola
C^ro Roma
Sez. 1
0
1 Km
W·SW
ENE
Lamparulo
M Cerreta 950
Cimitero di Castiglione
Spina
Fosso di Prepezzane
Sez. 2
0
1 Km



Leggenda

- Alluvioni recenti
- Flysch caotico argilloso-marnoso-calcareo • CENOZOICO
- Calcari stratificati • CRETACICO SUPERIORE
- Calcari stratificati con alternanze di dolomie saccaroidi • GIURA (DOGGER-MALM)
- Dolomie stratificate o straterellate grigie con alternanze di livelli marnosi • CARNICO-NORICO
- Complesso calcareo-marnoso con Myophoria vestita • CARNICO
- Dolomia bianca farinosa • CARNICO
- Scisti silicei • TRIAS SUPERIORE-LIAS
- Calcari a liste e noduli di selce • CARNICO
- Superfici di sovrapposizione tettonica
- Faglie normali certe
- " " probabili

Caratteristiche petrografiche e tecniche di alcune calcareniti plio-quaternarie della Piana di S. Eufemia (Calabria)

Nota del socio ANTONIO VALLARIO

(Tornata del dì 31 maggio 1963)

§ 1 — Premessa.

Oggetto di questo lavoro è lo studio delle caratteristiche petrografiche e tecniche di alcuni materiali lapidei affioranti sulla sponda destra della bassa valle del fiume Amato.

Lo studio è stato eseguito in occasione della sistemazione dei tronchi vallivi degli affluenti del fiume Amato che è curata dal Consorzio di Bonifica della Piana di S. Eufemia.

Il problema applicativo alla base delle ricerche riguarda l'impiego di tali rocce per il riempimento di gabbionate metalliche da utilizzare nella sistemazione delle sponde.

Tali opere di difesa constano di due parti principali di cui una agente in ambiente subacqueo ed una saltuariamente immersa in acqua.

Le opere immerse in acqua sono costituite da un *córdolo* situato al limite tra l'alveo e la sponda e da una *piattaforma* che dal *córdolo* si spinge verso l'alveo.

Alle spalle del *córdolo*, verso la sponda, con una inclinazione di 45°, si estende la *mantellata* per una larghezza di circa 4 metri. Questa parte delle opere di difesa viene lambita dalle acque quando, in particolari ed eccezionali condizioni, aumentano le portate dei corsi d'acqua che generalmente sono molto modeste.

La *mantellata*, il *córdolo* e la *piattaforma* sono costruiti mediante l'accostamento di gabbionate metalliche in maniera da avere una struttura nel complesso resistente alle azioni erosive e, nello stesso

tempo. che reagisca plasticamente alle sollecitazioni meccaniche derivanti dalle spinte operate dalle acque in piena.

Le rocce da utilizzare quindi per il riempimento delle gabbionate devono avere caratteristiche tecniche tali da sopportare e superare le azioni di disfacimento chimico e di disgregazione meccanica in modo da impedire che le gabbionate stesse subiscano deformazioni indipendenti dalle forze spingenti delle acque fluenti.

Per accertare tali caratteristiche si sono eseguite le esperienze di laboratorio che appresso si espongono.

§ 2 — Cenni geologici.

Il fiume Amato ha origine dal Monte Reventino (m. 1416) che è la cima più elevata dei rilievi che separano le valli dei fiumi Sambiase, a nord, ed Amato a sud.

La sua valle, inizialmente di modeste proporzioni, giunge nella piana ad est dell'abitato di Decollatura dove si congiunge col torrente Gallico di Stocco, proveniente dai piani di Soveria Mannelli. Di qui l'Amato si dirige in direzione nord-ovest fino a Tiriolo dove converge poi verso nord-est immettendosi nell'ampia pianura di S. Eufemia.

L'Amato in regime di magra assai modesto, in periodo di piena è dannoso per la sua azione sull'estesa pianura alluvionale dell'ultimo tronco. Numerosi valloni ed incisioni solcano la sua valle. In condizioni di piene essi danno luogo a veri e propri corsi d'acqua a carattere torrentizio che irrompono con impeto nella valle principale. Fra i tributari di notevole interesse ricordiamo La Fiumarella, il fiume Cancello ed il S. Ippolito alla destra orografica ed i torrenti Torbido e Pesipe alla sinistra.

La lunghezza del fiume è di circa 56 km. e la superficie del suo bacino imbrifero è di circa 412 kmq.

La valle dell'Amato si amplia notevolmente allorquando il fiume, dopo le gole di Marcellinara, si immette nella Piana di S. Eufemia. Questa è costituita principalmente da terreni terziari in cui sono incisi tutti gli affluenti di sinistra dell'Amato, mentre quelli di destra, come il S. Ippolito, entrano subito nelle formazioni del Quaternario lasciando affiorare nelle valli le argille plioceniche sottostanti.

I terreni più antichi affioranti in quest'area sono rappresentati da calcari con gessi in grossi banchi con immersione verso nord. Essi

rappresentano il termine superiore delle formazioni mioceniche ed affiorano in stretti lembi sulla sponda sinistra dell'Amato, poco a valle della confluenza col torrente Pesipe.

La serie dei terreni pliocenici ha inizio con un potente conglomerato con intercalazioni di livelli marnosi e sabbiosi. Gli elementi del conglomerato, molto irregolari, sono costituiti da scisti cristallini.

Negli strati marnosi intercalati sono stati rinvenuti fossili che hanno permesso di datare questo complesso come parte basale del Pliocene inferiore.

Il Pliocene inferiore è inoltre rappresentato da un complesso argilloso che progressivamente, verso l'alto, diviene più sabbioso. Le facies argillose persistono fino alla sommità della formazione rendendo impossibile la distinzione fra Piacenziano ed Astiano.

Sul versante ionico della Calabria, invece, alle argille del Pliocene inferiore segue un potente complesso marnoso con intercalazioni calcaree alla base. Gradatamente scompaiono poi le facies francamente marnose e si hanno alternanze di sabbie e marne. I materiali divengono sempre più grossolani da sabbiosi a vere e proprie ghiaie fino a conglomerati.

Le diversità riscontrate nelle due serie mettono in evidenza le variazioni di facies, sempre più litorali, da oriente ad occidente. È da notare ancora che lo spessore dei sedimenti decresce dallo Ionio verso il Tirreno.

Alla fine del Pliocene inferiore si assiste ad un approfondimento graduale del bacino di sedimentazione da ovest verso est. Tale variazione scompare alla fine del Pliocene ed i sedimenti dei due versanti sono caratterizzati da sabbioni, ghiaie e conglomerati.

Nella valle del fiume Amato ai terreni argillosi e poi argillososabbiosi seguono sedimenti detritici rappresentati da calcareniti e sabbioni fino a ghiaie; questo complesso è ben stratificato e presenta una vergenza ad ovest.

Tali livelli detritici e conglomerati costituiscono la base del Calabriano.

La serie dei terreni plio-quaternari, i cui materiali sono oggetto di questa nota, è bene esposta sulla sponda destra del fiume S. Ippolito.

§ 3 — Caratteristiche petrografiche e tecniche.

Le prove di laboratorio sono state eseguite su campioni prelevati nella formazione detritica soprastante ai sedimenti argilloso-sabbiosi del Pliocene superiore.

I campioni provengono da un complesso ben distinto che trovasi intercalato ai sabbioni ed alle ghiaie stratificate che formano la base del Calabriano.

Essi sono stati raccolti nel Vallone Molinelle a circa un chilometro a monte del ponte Calderaio, sul fiume Amato, sulla Strada Statale N. 280 (F. 241 - I S.E. - Màida).

Nel vallone Molinelle si segue abbastanza bene la successione dei terreni dal Pliocene al Calabriano. Qui, alla base, affiorano le argille che verso l'alto passano ad argille-sabbiose fino a sabbie. Addentrandosi nel vallone per circa due chilometri si notano le formazioni detritiche, stratificate, soprastanti a questo complesso.

A) Determinazioni chimiche e petrografiche.

Per determinare il contenuto di carbonati si sono eseguite alcune calcimetrie dei campioni in esame.

È da precisare che per il campione n. 1 si è ritenuto sufficiente eseguire quattro prove di cui due polverizzando la parte esterna del campione, che era più alterata, e due sulla parte interna.

Come si vede dalla tabella I i risultati delle quattro prove concordano e danno una media dell'80,79% di carbonati.

TABELLA I.

Calcimetria	I prova	II prova	III prova	IV prova	Valori parziali	Valori medi
Campione n. 1	88,51	90,03	90,03	90,54		89,78
Campione n. 2						
Parte fine	73,12	71,20	72,79		72,37	80,15
Parte grossolana	88,15	87,41	88,23		87,93	

Per il campione n. 2, meno omogeneo del precedente, che presenta alternanze di straterelli a grana fine e grossolana, si sono eseguite tre calcimetrie sulla parte fine e tre su quella più grossolana. Dai dati esposti nella tabella si può rilevare che la differenza tra i due gruppi di valori è del 15% circa. La media complessiva del campione n. 2 è dell'80,15%.

Riconosciute nelle rocce in esame le quantità di carbonati in percento di peso è stato utile eseguire le analisi chimiche per definirne la composizione. I risultati sono esposti nella tabella II (1).

TABELLA II.

Analisi chimiche	Campione N. 1	Campione N. 2
Perdita a fuoco	39,25	35,03
Titolo di silice (SiO_2)	8,62	17,90
» » sesquiossido di ferro (Fe_2O_3)	0,40	0,55
» » allumina (Al_2O_3)	1,11	1,16
» » calce (CaO)	49,15	43,20
» » magnesia (MgO)	1,40	2,10

Si sono inoltre eseguite delle osservazioni al microscopio su sezioni sottili delle rocce esaminate.

Camp. n. 1. — La roccia rivela al microscopio una natura prevalentemente clastica. Si nota una grande abbondanza di fossili, molti dei quali in frammenti, con cemento calcareo e con una notevole quantità di quarzo detritico. La roccia è interessata da frequenti litoclasi non tutte riempite da calcite spatica ed è attraversata da piccoli vacui e pori uniformemente distribuiti nella massa. Le dimensioni dei granuli costituenti la roccia sono uniformi e dell'ordine del millimetro.

La microfauna è rappresentata da: *Amphistegina*, *Globigerinidi*, *Rotalidi*, *Briozoi*, frammenti di *Molluschi*, radioli di *Echinidi*, (Tav. I).

(1) Le analisi chimiche sono state gentilmente eseguite dal Dr. Giosafatte Mondelli, Assistente Ordinario alla Cattedra di Chimica Industriale del Politecnico di Napoli.

Camp. n. 2. — Anche qui trattasi di una roccia clastica con grande abbondanza di fossili spesso in frammenti. Il cemento è calcareo e la quantità di quarzo detritico è notevole.

La roccia ha struttura vacuolare non uniforme ed è costituita da alternanze di letti a grana fine, omogenei e compatti a struttura arenacea con abbondanza di quarzo detritico, e di letti formati da frammenti grossolani di gusci di organismi con struttura non uniforme e con una grande quantità di vacui delle dimensioni variabili da 0,2 a 0,6 cm.

L'associazione faunistica e floristica è costituita da: *Amphistegina*, *Globigerinidi*, *Rotalidi*, *Briozoi*, *Elphidium crispum* Linnè, *Textularidi*, frammenti di *Molluschi*, radioli di *Echinidi* e *Melobesie*, (Tav. II).

B) Proprietà tecniche.

Per la razionale utilizzazione delle rocce in esame come materiale da costruzione si sono eseguite delle prove di laboratorio tendenti a precisare alcune caratteristiche fisiche e meccaniche che hanno permesso di valutarne le proprietà tecniche.

Delle caratteristiche fisiche si sono determinate: il peso specifico reale, il peso specifico apparente, il grado di compattezza, il coefficiente di porosità, il coefficiente d'imbibizione riferito al peso, il coefficiente d'imbibizione riferito al volume ed il grado di saturazione.

Tra le prove di resistenza meccanica si sono determinate la resistenza a compressione ed il logoramento per attrito radente.

Le prove di laboratorio sia fisiche che meccaniche sono state eseguite in conformità a quanto precisato dalle norme italiane di accettazione dei materiali lapidei (R. D. 16-11-1940, N. 2232).

Si descrivono di seguito le modalità di esecuzione delle prove e si analizzano i risultati ottenuti.

a) Caratteristiche fisiche.

1 — *Peso specifico reale e peso specifico apparente.*

La determinazione del peso specifico reale è stata fatta con un picnometro ad acqua adoperando da 5 a 10 gr. di sostanza preventivamente polverizzata in modo da non lasciare residuo al setaccio di 900 maglie, ed essiccata in stufa a 110°.

Sono state eseguite complessivamente sei prove di cui due per il campione n. 1 e quattro per il campione n. 2. Si è ritenuto opportuno eseguire più prove per il secondo campione in quanto esso è costituito da alternanze di straterelli a granulometria diversa. Le quattro prove hanno dato valori prossimi ma si può constatare che i primi due valori, prove eseguite polverizzando la parte a grana fine, sono leggermente inferiori agli altri due. Ciò potrebbe essere collegato ai dati calcimetrici che per la stessa parte a grana fine del campione n. 2 presentano valori del 72% di carbonati cioè dell'8% circa inferiore rispetto alla media assoluta del campione.

Nella tabella III sono riportati i valori delle singole prove e le relative medie.

TABELLA III.

PESO SPECIFICO REALE		
Prove	Campione N. 1	Campione N. 2
I Prova	2,729	2,711
II Prova	2,715	2,717
III Prova		2,726
IV Prova		2,729
Valore medio	2,722	2,721

I valori del peso specifico reale dei campioni esaminati rientrano nella categoria dei calcari discretamente compatti, come risulta dal confronto con altre tabelle riportate da vari Autori.

Il peso specifico apparente o peso di volume si è ottenuto facendo il rapporto tra il peso ed il volume di alcuni provini delle rocce in esame.

Tutti i provini di forma cubica con volume, calcolato geometricamente, variabile da 9 a 130 cc. sono stati essiccati in stufa a 110° fino al raggiungimento del peso costante. Tale operazione ha messo in evidenza la percentuale di acqua naturalmente contenuta in ogni campione.

Nella tabella IV sono riportati i dati relativi alle caratteristiche dei provini sia allo stato naturale che dopo l'essiccazione.

I valori del peso specifico apparente corrispondono al peso di

TABELLA IV.

Provini		Volume cm³	PESO allo stato naturale gr	PESO provini essiccati gr	PESO acqua eliminata gr	Percentuale acqua eliminata Valori singoli	Percentuale acqua eliminata Valori medi
Campione n. 1	1′	130,25	310,01	308,44	1,57	0,51	
	1″	130,16	305,83	304,10	1,73	0,57	
	1 a	13,57	31,79	31,62	0,17	0,53	
	1 b	11,17	26,28	26,12	0,16	0,61	
	1 c	10,62	25,35	25,21	0,14	0,55	
	1 d	13,07	31,70	31,51	0,19	0,60	
	1 e	9,65	23,85	23,72	0,13	0,55	
	1 f	—	52,90	52,58	0,32	0,60	
	1 g	—	38,27	38,00	0,27	0,71	
	1 h	—	34,00	33,79	0,21	0,62	
							0,58
Campione n. 2	2′	126,93	308,80	307,75	1,05	0,34	
	2″	125,71	306,63	305,62	1,01	0,33	
	2 A	12,39	30,95	30,83	0,12	0,39	
	2 B	13,40	33,41	33,28	0,13	0,39	
	2 C	12,48	30,99	30,88	0,11	0,35	
	2 D	10,78	27,00	26,93	0,07	0,26	
	2 E	12,45	31,07	30,98	0,09	0,29	
	2 F	12,57	30,79	30,70	0,09	0,29	
	2 G	—	20,08	19,96	0,12	0,60	
	2 H	—	30,70	30,56	0,14	0,46	
	2 I	—	53,25	53,00	0,25	0,47	
							0,38

kg. 2373 e kg. 2466 al metro cubo rispettivamente per il campione n. 1 e per il campione n. 2.

Il peso di volume rappresenta un importante parametro dal punto di vista applicativo; esso infatti viene utilizzato per quanto riguarda i trasporti dei materiali ed i calcoli di carico. A volte conviene riferire il valore del peso di volume allo stato naturale della

roccia ossia senza sottrarre l'acqua che i campioni contenevano naturalmente prime delle operazioni di essiccazione. Ciò permette di conoscere un dato che può presentare, in particolari condizioni, un interesse maggiore specialmente quando le rocce in esame sono molto porose e contengono naturalmente una notevole quantità di acqua.

Nel caso in esame i valori del peso specifico apparente così calcolati sono rispettivamente per i campioni n. 1 e n. 2 di 2387 e 2476 kg. al mc. Le lievi differenze esistenti tra i valori calcolati con i due metodi prima detti sono da mettere in relazione alla bassa percentuale di acqua contenuta naturalmente nei due campioni di roccia e cioè 0,58% per il campione n. 1 e 0,38% per il campione n. 2.

I valori del peso specifico apparente dei campioni in esame, determinati dal quoziente tra il peso dei provini asciutti ed il loro volume, rientrano tra quelli corrispondenti alle rocce calcaree discretamente compatte.

Seguendo la classificazione del Salmoiraghi i valori ottenuti rientrano nella categoria delle rocce mediocremente pesanti.

Nella tabella V sono riportati i valori singoli e le medie generali del peso specifico apparente dei due campioni.

TABELLA V.

PESO SPECIFICO APPARENTE					
Campione N. 1			Campione N. 2		
Provini	Valori singoli	Valore medio	Provini	Valori singoli	Valore medio
1′	2,368		2′	2,424	
1″	2,336		2″	2,431	
1 a	2,330		2 A	2,488	
1 b	2,338		2 B	2,483	
1 c	2,373		2 C	2,474	
1 d	2,410		2 D	2,498	
1 e	2,458		2 E	2,488	
			2 F	2,442	
		2,373			2,466

2 — *Grado di compattezza e coefficiente di porosità.*

Sulla scorta dei valori dei pesi specifici reale ed apparente sono stati calcolati il grado di compattezza ed il coefficiente di porosità.

Per grado di compattezza s'intende il rapporto tra il peso specifico e quello reale. Esso raggiunge l'unità nel caso che la roccia sia priva di pori.

Per coefficiente di porosità s'intende il volume dei vuoti in percentuale del volume della roccia; esso corrisponde al rapporto tra il volume dei pori ed il volume totale della roccia allo stato naturale espresso in centesimi.

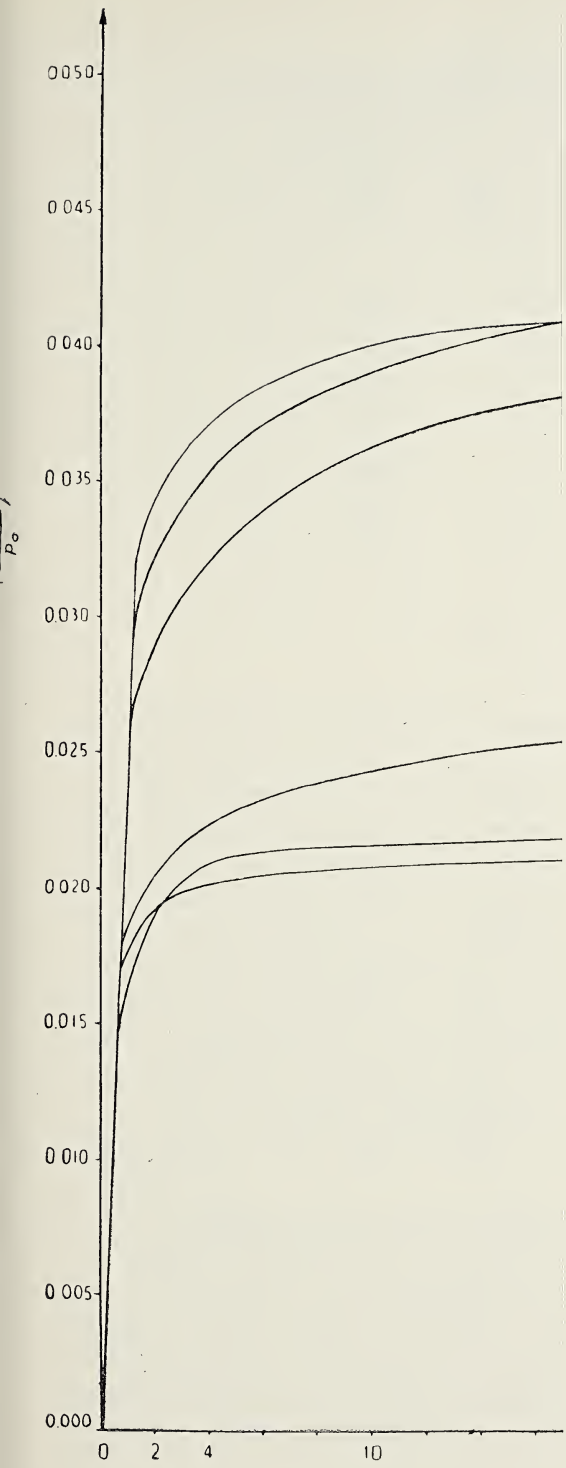
I valori ricavati per i singoli provini e le medie dei due parametri sono riportati rispettivamente nelle tabelle VI e VII.

TABELLA VI.

GRADO DI COMPATTEZZA					
Campione N. 1			Campione N. 2		
Provini	Valori singoli	Valore medio	Provini	Valori singoli	Valore medio
1′	0,870		2′	0,891	
1″	0,858		2″	0,893	
1 a	0,856		2 A	0,914	
1 b	0,859		2 B	0,912	
1 c	0,872		2 C	0,909	
1 d	0,885		2 D	0,918	
1 e	0,903		2 E	0,914	
			2 F	0,897	
		0,872			0,906

Il grado di compattezza dei due campioni esaminati dimostra che trattasi di rocce poco compatte, ciò è messo in evidenza anche dal valore del coefficiente di porosità che è al limite tra le categorie delle rocce molto porose e di quelle abbastanza porose avendo valori dell'ordine del 9% - 12%.

Tali valori del coefficiente di porosità corrispondono ai calcari poco compatti ed ai travertini.


0.050
0.045
0.040
0.035
0.030
0.025
0.020
0.015
0.010
0.005
0.000
0
2
4
10

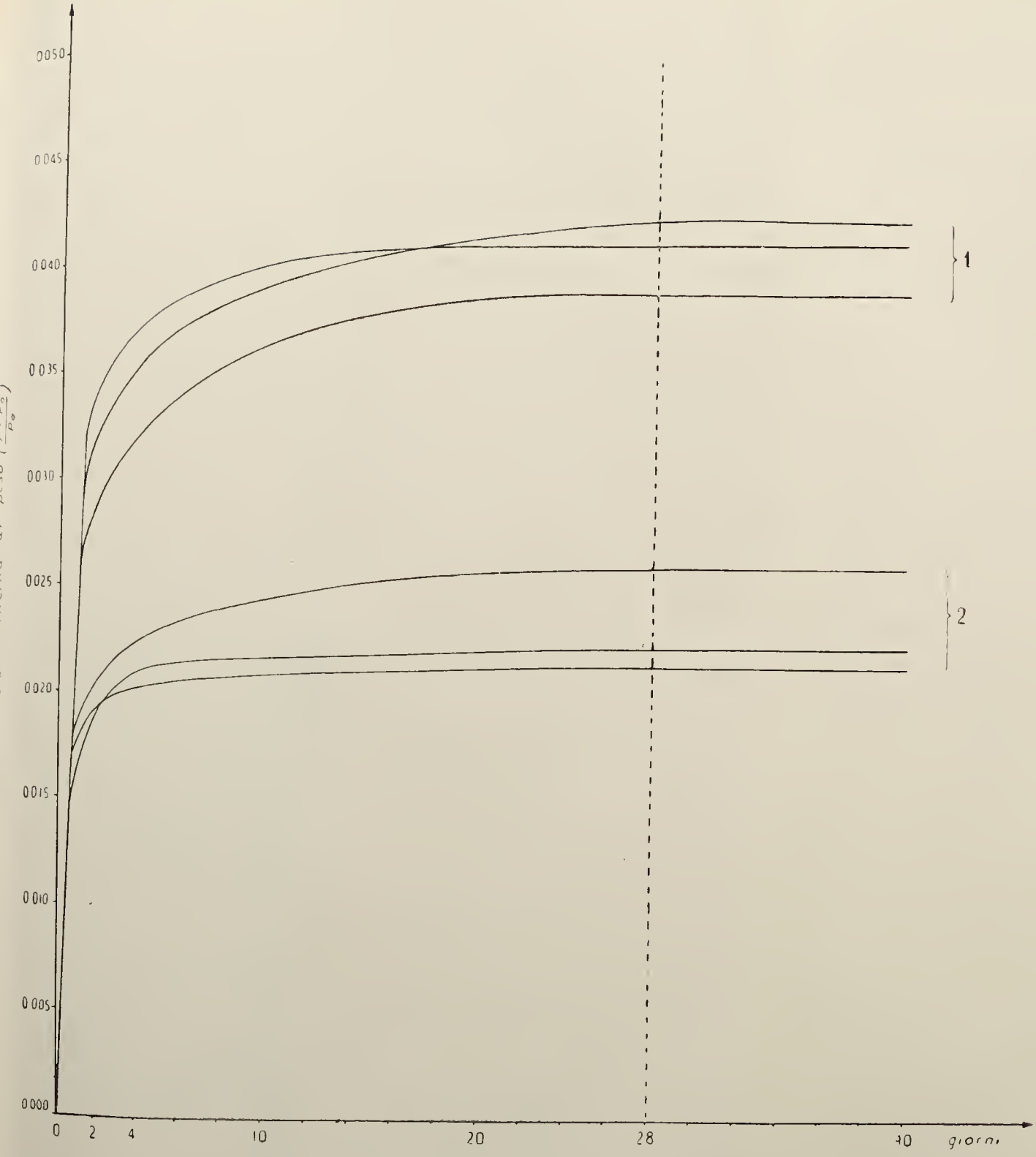

0.050
0.045
0.040
0.035
0.030
0.025
0.020
0.015
0.010
0.005
0.000
0
2
4
10
20
28
40
giorni
1
2

Fig. 1.

TABELLA VII.

COEFFICIENTE DI POROSITA'					
Campione N. 1			Campione N. 2		
Provini	Valori singoli	Valore medio	Provini	Valori singoli	Valore medio
1′	13,01		2′	10,91	
1″	14,18		2″	10,66	
1 a	14,40		2 A	8,56	
1 b	14,10		2 B	8,74	
1 c	12,82		2 C	9,08	
1 d	11,96		2 D	8,20	
1 e	9,70		2 E	8,56	
			2 F	10,25	
		12,81			9,37

3 — *Coefficiente d'imbibizione e grado di saturazione.*

Per determinare il coefficiente d'imbibizione riferito al peso si sono adoperati tre provini per ogni campione del peso variabile da 20 a 55 gr. La determinazione del coefficiente d'imbibizione riferito al volume è stata condotta su provini di forma cubica del peso variante tra 20 e 30 gr. e con volumi dell'ordine di 10-12 cc.

I provini sono stati essiccati in stufa a 110° fino a peso costante e sono stati poi immersi in acqua distillata per un tempo prolungato fino al raggiungimento del peso costante. Le prove sono state eseguite con temperature oscillanti tra 16°C e 19°C ed a pressione atmosferica.

I due coefficienti d'imbibizione rappresentano l'acqua assorbita dall'unità di peso della roccia e l'acqua assorbita dall'unità di volume.

Il coefficiente d'imbibizione riferito al volume risulta il più utile in quanto è indipendente dal peso specifico della roccia.

Nelle prove di imbibizione, la quantità d'acqua assorbita dai provini è in funzione del tempo fino al raggiungimento dell'imbibizione totale che può avvenire in tempi diversi a seconda del tipo di roccia. I provini qui esaminati hanno impiegato un tempo di trenta-quaranta giorni per raggiungere il peso costante.

Per avere dei dati confrontabili con quelli ottenuti in altri laboratori ed in conformità a quanto in uso nel laboratorio di geotecnica del Politecnico di Zurigo, si sono calcolati i coefficienti d'imbibizione riferendoli alla quantità d'acqua imbibita dopo 28 giorni di immersione.

I coefficienti così ottenuti espressi in percento del peso e del volume di roccia hanno dato valori elevati corrispondenti a rocce molto porose del tipo dei travertini, come risulta anche evidente dal grado di compattezza e del coefficiente di porosità. Dei due campioni esaminati il primo raggiunge i valori più elevati.

Nella fig. 1 sono riportate le curve di imbibizione. Il loro andamento mostra che il campione n. 1, a parità di tempo, ha assorbito, inizialmente, una maggiore quantità di acqua per poi raggiungere gradualmente il limite di imbibizione. Il campione n. 2 si è avvicinato più rapidamente del primo al limite di imbibizione.

Nella tabella VIII sono riportati i valori dei coefficienti d'imbi-

TABELLA VIII.

Caratteristiche fisiche	Campione N. 1			Campione N. 2		
	Provini	Valori singoli	Valori medi	Provini	Valori singoli	Valori medi
Coefficiente d'imbibizione riferito al peso a 28 giorni	1 f	0,0413		2 G	0,0260	
	1 g	0,0389		2 H	0,0222	
	1 h	0,0426	0,0409	2 I	0,0221	0,0234
Coefficiente d'imbibizione riferito al volume a 28 giorni	1′	0,0696		2′	0,0481	
	1″	0,0715		2″	0,0515	
	1 a	0,0855		2 A	0,0420	
	1 b	0,0788		2 B	0,0485	
	1 c	0,0791		2 C	0,0481	
	1 d	0,0757		2 D	0,0436	
	1 e	0,0663		2 E	0,0418	
			0,0752	2 F	0,0509	0,0468
Percentuale dei pori saturati d'acqua a pressione atm.	—	—	58,70	—	—	49,95

bizione ed i valori delle percentuali dei vuoti saturati a pressione atmosferica nella imbibizione riferita a 28 giorni.

Tali valori rappresentano il grado di saturazione della roccia e corrispondono al rapporto tra il coefficiente di imbibizione riferito al volume ed il coefficiente di porosità.

b) Prove di resistenza meccanica.

Tra le prove di resistenza meccanica si sono eseguite quelle di resistenza a compressione e quella di logoramento per attrito radente.

Le prove sono state effettuate su provini opportunamente squadrati e, per quanto possibile si sono mantenute le condizioni naturali della roccia specialmente per quanto riguarda il contenuto in acqua che è dello 0,58% per il campione n. 1 e dello 0,38% per il campione n. 2.

Le esperienze si sono svolte nel Laboratorio Prove Materiali dell'Istituto di Scienze delle Costruzioni del Politecnico di Napoli (2).

1 — *Resistenza a compressione e gelività.*

Le prove di resistenza a compressione sono state eseguite con una pressa AMSLER da 100 tonn., su provini di roccia squadrati in cubi aventi il lato di cm. 7,1 circa e con una superficie di 50 cmq.

Per ogni campione si sono eseguite quattro prove su provini allo stato naturale e quattro su provini congelati. I risultati di queste esperienze sono riportati nella tabella IX.

Il congelamento si è ottenuto mediante immersione dei provini, già saturi d'acqua, in acqua distillata a +35° C per la durata di 15 ore. Successivamente essi sono stati posti alternativamente di tre ore in tre ore in un frigorifero a —10° C e poi di nuovo in acqua distillata a +35° C. Questo ciclo, della durata di 24 ore si è susseguito per dieci volte.

Alla fine di questo trattamento non erano visibili macroscopicamente, modificazioni strutturali della roccia o segni di sgretolamento.

Il campione n. 1 non presenta stratificazione interna, esso è uniforme in massa, con vacui distribuiti uniformemente sulla superficie

---

(2) Ringrazio sentitamente il Prof. Vincenzo Franciosi, Direttore dell'Istituto di Scienza delle Costruzioni del Politecnico di Napoli, per avermi consentito di effettuare le prove di laboratorio.

dei provini. Nella massa si notano delle piezoclasi che durante lo svolgimento delle prove hanno rappresentato le prime direzioni di rottura dei provini; questi, successivamente, all'aumentare del carico, si sono frantumati con distacchi disordinati delle parti.

Il campione n. 2 è meno uniforme. In esso si notano alternanze di straterelli dello spessore variabile da 0,5 a 1,5 cm. formati da accumuli a granulometria diversa.

Negli strati a grana fine, più compatti, sono rari i vacui mentre laddove la roccia è formata da accumuli grossolani si notano vacui di notevole grandezza ed in discreta quantità.

I provini occorrenti per le prove di compressione sono stati ricavati in modo da mettere bene in evidenza il maggior numero di straterelli, e le prove, come si vedrà in seguito, sono state eseguite con modalità diverse per mettere in risalto le variazioni del coefficiente di compressibilità al variare della direzione di carico rispetto alla direzione di stratificazione.

Dai risultati ottenuti dalle singole prove dei due campioni si nota che il campione n. 1, più omogeneo, non presenta notevoli variazioni nei valori singoli sia nelle prove eseguite su provini allo stato naturale che su quelli congelati. Anche i valori medi dei due gruppi di prove possono ritenersi prossimi quindi è lecito supporre che il congelamento non abbia influenzato lo stato fisico dei provini lasciando inalterate quelle che erano le condizioni iniziali.

I valori delle singole prove eseguite sul campione n. 2, sia sui provini allo stato naturale che su quelli congelati, presentano due massimi e due minimi. Tali differenze sono dovute alle diverse modalità di esecuzione delle prove, i valori massimi corrispondono a carichi normali alla direzione di stratificazione e i valori minimi corrispondono a carichi paralleli.

Inoltre le prove a compressione per questo campione hanno dato valori notevolmente diversi a seconda dello stato fisico dei provini, precisamente il coefficiente di compressione corrispondente ai provini congelati risulta inferiore del 62% a quello calcolato su provini allo stato naturale. Possiamo quindi considerare geliva questa roccia.

Dei due campioni di roccia esaminati il campione numero 1 presenta valori più elevati sia del coefficiente di porosità che del coefficiente di imbibizione e risulta essere poco o nulla gelivo; il campione n. 2 pur presentando valori più bassi dei predetti coefficienti deve invece considerarsi gelivo.

L'esiguo numero di prove effettuate non permette di addentrarsi

in considerazioni relative alle relazioni esistenti tra porosità, imbibizione e gelività, ma consente di trarre alcune conclusioni abbastanza orientative ai fini delle applicazioni pratiche del materiale esaminato.

I risultati delle prove sono esposti nella tabella IX.

TABELLA IX.

Resistenza a compressione	Campione N. 1		Campione N. 2	
	Valori singoli	Valori medi	Valori singoli	Valori medi
Resistenza a compressione su provini allo stato naturale, kg/cm²	377,62		436,73	
	328,61		425,14	
	316,32		326,53	
	365,33		338,12	
		346,97		381,63
Resistenza a compressione su provini congelati, kg/cm²	299,61		240,49	
	308,93		249,51	
	330,99		234,19	
	321,67		225,17	
		315,30		237,24

Confrontando tali risultati con quelli riportati da altri Autori, possiamo considerare le rocce in esame come calcari discretamente compatti.

2 — *Logoramento per attrito radente.*

Queste prove sono state eseguite con un tribometro di AMSLER. I provini esaminati di forma prismatica, a base quadrata, con lato di cm. 7,1 circa, con altezza variabile da cm. 2,5 a cm. 2,7, del peso di circa gr. 354 sono stati sottoposti ad un carico di gr. 4158 corrispondente a 0,3 kg/cmq, come prescrivono le norme codificate per l'accettazione delle prove.

È stato misurato lo spessore dello strato abraso dopo 613 giri del piatto della macchia, corrispondenti ad un chilometro di percorso. Quale sostanza abrasiva si è usato il carborundum a grana 90, umettato con olio minerale.

Per ogni campione si sono eseguite quattro prove di cui le prime

due operando su provini dello stesso campione e le secondo disponendo contemporaneamente il provino da analizzare ed un *saggio tipo* di granito di S. Fedelino.

Da queste prove quindi è stato possibile, misurando lo spessore dello strato abraso espresso in millimetri, conoscere l'indice di usura assoluto e, riportandolo all'indice di usura del granito di S. Fedelino, conoscere anche il coefficiente di usura relativo a questa roccia che viene considerata quale roccia tipo.

Assumendo come unità l'indice di usura assoluta del granito di S. Fedelino è risultato che il campione n. 1 ha un indice di usura di 1,99 ed il campione n. 2 di 2,17.

I dati relativi alle singole prove e le medie dei due campioni esaminati sono riportate nella tabella X.

TABELLA X.

LOGORAMENTO PER ATTRITO RADENTE					
Indici di usura	Granito San Fedelino	Campione N. 1		Campione N. 2	
		Valori singoli	Valori medi	Valori singoli	Valori medi
Indice di usura assoluto (spessore dello strato abraso in mm.)		11,70		9,93	
		10,29		11,15	
		9,68		11,09	
		9,93		13,17	
	5,21		10,40		11.33
Indice di usura riferito al granito San Fedelino	1	—	1,99	—	2.17

Tali valori consentono di rilevare che le rocce in esame presentano un indice di usura discretamente elevato e rientrano nella categoria delle rocce semidure.

§ 4 — Conclusioni.

Le esperienze svolte permettono di trarre alcune conclusioni circa l'utilizzazione delle rocce esaminate.

Per la loro struttura e tessitura non si prestano ad essere lucidate

e non presentano particolari doti di pregio per essere adoperate come pietre ornamentali.

Entrambi i tipi di rocce sono facilmente spaccabili e segabili, possono fornire conci anche di notevoli dimensioni.

Sono rocce discretamente compatte, molto porose e facilmente usurabili.

TABELLA XI.

Tabella riassuntiva	Campione N. 1	Campione N. 2
Calcimetria	89,78	80,15
Peso specifico reale	2,722	2,721
Peso specifico apparente	2,373	2,466
Grado di compattezza	0,872	0,906
Coeff. di porosità	12,81	9,37
Coeff. d'imbibizione riferito al peso (%)	4,09	2,34
Coeff. d'imbibizione riferito al volume (%)	7,52	4,68
Grado di saturazione	58,70	49,95
Resistenza a compressione	346,97	381,63
Coeff. di usura assoluto	10,40	11,33
Coeff. di usura riferito al granito San Fedelino	1,99	2,17

Il loro impiego risulta buono per murature ordinarie quali muri di controriva, rivestimenti di scarpate, muri di sostegno.

Per l'elevata porosità, per il modesto grado di compattezza, per la notevole imbibizione e per l'alta usurazione si sconsiglia l'uso di tali rocce per murature a secco e si esclude la loro utilizzazione in ambiente subacqueo.

Il loro impiego più comune, nella regione di estrazione, è per costruzioni di muri di sostegno e edilizia rurale.

La disponibilità di tali rocce è notevole in quanto esse rappresentano un livello abbastanza potente e continuo che permette di cavarne cospicue quantità.

A volte, per l'estrazione del materiale, è necessario provvedere allo sbancamento delle argille ed argille-sabbiose alle quali questi livelli sono intercalati. In questi casi il materiale argilloso viene localmente utilizzato per la fabbricazione di mattoni.

Nella tabella XI sono riassunti i dati delle esperienze di laboratorio.

Napoli, Istituto di Geologia, aprile, 1963.

RIASSUNTO

Dopo una sommaria descrizione delle formazioni plioceniche affioranti nella valle del fiume Amato, vengono studiate le caratteristiche petrografiche e tecniche delle rocce in esame.

Alle determinazioni chimiche e petrografiche seguono le proprietà tecniche che sono state suddivise in caratteristiche fisiche (peso specifico reale, peso specifico apparente, grado di compattezza, coefficiente di porosità, coefficiente d'imbizione riferito al peso ed al volume e grado di saturazione) e prove di resistenza meccanica (resistenza a compressione e gelività e logoramento per attrito radente).

Si analizzano infine i risultati ottenuti traendone adeguate conclusioni per lo impiego di tali rocce come materiali da costruzione.

SUMMARY

After a brief description of the Pliocene formation outeropping in the valley of Amato river, are studied the petrographyc and technical properties of the rocks in examination.

To the chemical and petrographyc test are following the technical properties which have been subdivided in physical characteristics (real specific gravity, apparent specific gravity, degree of compactness, coefficient of porosity, soaking coefficient related to the weight, volume, and degree of saturation) and test of mechanical resistence (compression resistence, freezing, and wearing out by rolling friction).

At last are analysed the results obtained, inferring adeguate conclusions to use these stones as building materials.

BIBLIOGRAFIA

Cortese M. *Descrizione geologica della Calabria.* « Mem. descr. Carta Geol. d'It. », vol. IX, Roma, 1895. Ristampa Tip. Mariano Ricci, Firenze, 1934.

Cotecchia V. *Studi di geologia e petrografia applicata sui materiali lapidei da costruzione del medio bacino del fiume Fortore.* « Geotecnica », fasc. 6, anno II, Milano, 1955.

De Stefani C. *Escursione csientifica nella Calabria* (1877-78), *Jejo, Montalto e Capo Vaticano.* « R. Acc. dei Lincei, Mem. Cl. Sc. Fis, Mat. e Natur. », s. 3ª, vol. XVIII, Roma, 1884.

DESIO A. *Geologia applicata all'Ingegneria.* U. Hoepli, Milano, 1959.

GIGNOUX M. *Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du sud et de la Sicilie.* « Annales de l'Université de Lyon », n. s., fasc. 36, Lyon-Paris, 1913.

IPPOLITO F. *Studi di petrografia applicata su alcune rocce italiane.* « Atti Fond. Politec. del Mezzogiorno », Napoli, 1942.

MOOS A. (VON) e QUERVAIN F. (DE). *Technische Gesteinkunde.* Birkhauser, Basel, 1848.

PALUMBO E. *Indicazioni litologiche generali, dati pratici e risultati sperimentali su pietre naturali da costruzione e da ornamento italiane.* « L'Ingegnere », vol. 17, n. 2-4, Milano, 1943.

PENTA F. *I materiali da costruzione dell'Italia meridionale.* « Fond. Politec. del Mezzogiorno », vol. II, Napoli, 1935.

— *Le rocce usate nelle costruzioni e alcune loro caratteristiche meccaniche.* « Annali dei Lavori Pubblici », anno 1937, fasc. 5, Roma, 1937.

PENTA F. e IPPOLITO F. *La pietra di Bellona.* « Marmi, Pietre e Graniti », anno XV, n. 2, Carrara, 1937.

PINACCI A. M. *Prove sui materiali lapidei.* « Istituto Sper. Strad. Ricerche e Studi », vol. VII (1943-46), pagg. 21-27, Milano, 1947.

QUERVAIN F. (*De*) e GSCHWIND H. *Die nutzbaren Gesteine der Schweiz.* H. Huber, Bern, 1934.

RADINA B. *La pietra di Trani.* « Geotecnica », fasc. 5, anno III, Milano, 1956.

REVERE G. *Risultati di prove diverse eseguite nel Laboratorio prove materiali del R. Politecnico di Milano negli anni dal 1915 al 1932.* U. Hoepli, Milano, 1934.

SALMOIRAGHI F. *Materiali naturali da costruzione.* U. Hoepli, Milano, 1892.

SEGUENZA G. *Le formazioni terziarie della Provincia di Reggio (Calabria).* « Mem. R. Acc. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat. », (III) IV, pp. 1-446, tavv. 1-17, Roma, 1879.

TALOBRE J. *La mécanique des roches appliquée aux travaux publiques.* Dunod, Paris, 1957.

TAVOLA I.

Figg. 1 e 2. — Calcarenite con granuli di quarzo con *Amphistegina*, Briozoi, radioli di Echinidi e frammenti di Molluschi.

Campione n. 1, (12×).

Fig. 1.

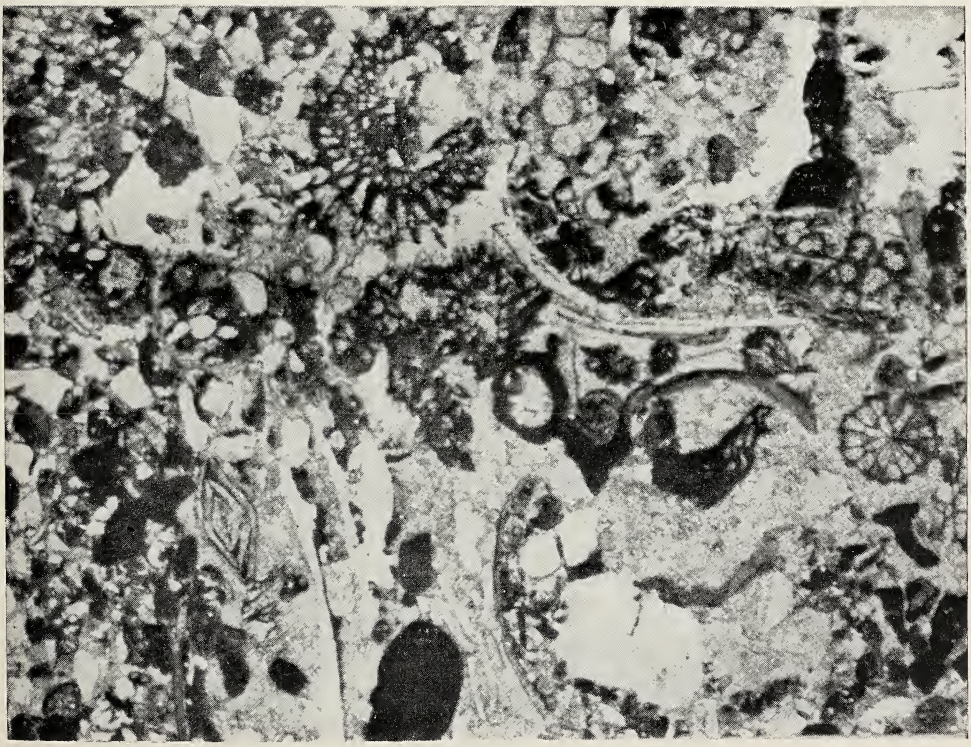


Fig. 2.

TAVOLA II.

Fig. 1. — Calcarenite con *Elphidium crispum* Linnè, Briozoi e Melobesie. Campione n. 2, (15 ×).

Fig. 2. — Calcarenite con *Elphidium crispum* Linnè, Globigerinidi e Briozoi. Campione n. 2, (12 ×).

Fig. 1.

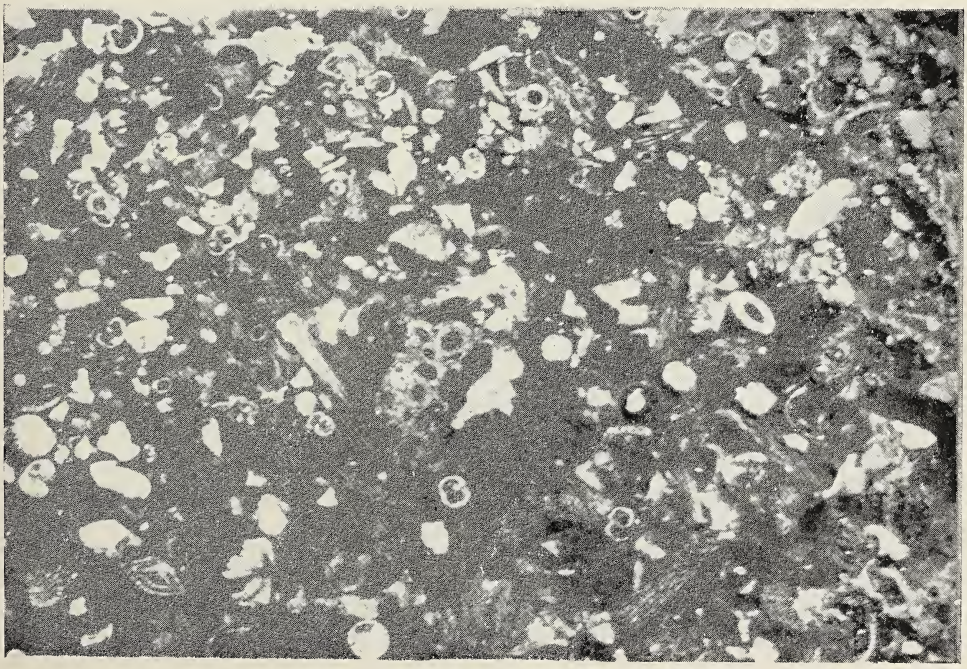


Fig. 2.

Il Paleocene nella zona di Pietravairano (Caserta), con alcune considerazioni sulla tettonica cretacica

Nota del socio ITALO SGROSSO (*)

(Tornata del 31 maggio 1963)

Nel corso del rilevamento della tavoletta 172-IV-NO-Pietramelara si sono riconosciuti come paleocenici alcuni piccoli lembi di calcari affioranti a circa 100 metri di quota sulle pendici occidentali della Montagna di Bruno, piccola altura situata nell'angolo nord-orientale della tavoletta in questione.

Questi lembi sono costituiti da calcari avana o biancastri, detritici, talora conglomeratici (1) e con plaghe rossastre, in placche trasgressive che si ritrovano su una superficie di oltre 500 metri quadrati, paggianti su calcari bianchi del Cretacico inferiore (2).

Data l'esigua potenza e la posizione in placche di questi sedimenti, non è stato possibile eseguire una serie, ma soltanto una campionatura sparsa. Il materiale esaminato in sezione sottile si è rivelato molto ricco di microfauna; l'associazione tipica è la seguente.

Aeolisaccus kotori, Rotalina, Spirolina, Quinqueloculina, Pyrgo. Triloculina, Alveolina, Microcodium, Orbitolites, Planorbulinidae Vernueilinidae, Rotalidae, Globorotalidae, Anomalinidae.

Si ritiene paleocenica (3), o facente passaggio all'Eocene questa associazione fossilifera riferendosi ai recenti lavori di R. Selli 1960 [7] e di S. Sartori e U. Crescenti 1962 [5] che segnalano terreni in facies

---

(*) La presente nota eseguita con il contributo del C.N.R. s'inquadra nei lavori di rilevamento e aggiornamento della Carta Geologica d'Italia sotto la direzione scientifica del prof. Francesco Scarseela.

(1) Gli elementi presenti nel conglomerato sono di età variabile dal Cretacico inferiore al Cretacico superiore; sono occasionalmente presenti frammenti di Rudiste.

(2) In questo rilievo la serie è rappresentata sino al Cretacico superiore.

(3) Sedimenti paleocenici sono già stati segnalati anche nel vicino Matese (T. Pescatore 1961 [4], R. Signorini-G. Devoto 1962 [9]) ma in facies litologica diversa e con differente microfauna.

analoga sopra al Cretacico superiore. Le Alveoline presenti però, che sono in corso di studio da parte del dott. Bruno Scotto Di Carlo, sembrano di tipo nettamente eocenico.

Frequenti, ma purtroppo indeterminabili sono resti spatizzati di Lamellibranchi cuoriformi a guscio molto spesso, che talora gremiscono la roccia (4).

Poichè questi sedimenti paleocenici non sono sovrapposti ai calcari cretacei, ma ad essi appoggiati « lateralmente » per contatto trasgressivo, si deve ricostruire una morfologia già delineata prima dell'ingressione paleocenica.

In un lasso di tempo relativamente così piccolo (dal Senoniano inferiore) forze erosive subaeree non avrebbero potuto impiantar una morfologia così nettamente incisa (il Paleocene trasgredisce sui bordi di un rilievo); bisogna pertanto ricorrere a forze tettoniche che abbiano veramente innalzato (5) blocchi della pila calcareo-dolomitica *già precedentemente fagliati.*

La fase tettonica tardo-cretacica, che ha provocato questa parziale ingressione, rappresenterebbe quindi la continuazione di quei movimenti che già nel corso del Cretacico avevano variamente dislocato la pila carbonatica, stabilendo talora differenti condizioni di sedimentazione anche in zone vicine tra loro.

Testimonianza di queste fasi tettoniche nelle serie del Casertano sono:

1) Le frequenti variazioni di facies nel Cretacico inferiore (6).

2) L'estesa lacuna stratigrafica generalmente marcata da bauxiti nel Cretacico medio (D'Argenio 1962 [2]).

---

(4) Resti di Lamellibranchi analoghi si ritrovano abbondanti in alcuni livelli dei calcari paleocenici di Sapri ed in quelli che affiorano nella dorsale di M. Vesole.

(5) Poichè il Miocene calcareo trasgredisce generalmente concordante (se discordanza c'è è di pochi gradi) è da ritenersi che i varii spostamenti non abbiano avuto, almeno fino al Miocene, sensibili componenti orizzontali.

(6) Spesso a calcari omogenei corrispondono calcari conglomeratici a cemento verdino e grigio (Coste di M. Grande e M. Virgo, Ietto 1963 [4]). Già in calcari del Noecomiano sono talora presenti numerosi livelli conglomeratici a cemento rosso (Montagna di Bruno, M. S. Nicola); ciò che testimonierebbe la vicinanza di una facies continentale (del resto nel vicino Matese occidentale il Cretacico trasgredisce anche sul Trias, Selli 1957 [6]). Anche nel Matese orientale sono state notate eteropie nell'ambito del Cretacico inferiore (Catenacci, De Castro, Scrosso 1962 [1].

(7) Alle volte a tetto della lacuna, marcata dalle bauxiti, si ritrovano calcari ad Ippuriti del Turoniano superiore o Senoniano (M. Fosco, M. Fossa nei pressi di Pietramelara etc.), alle volte dolomie e calcari con Cisalveoline del Turoniano infe-

3) L'età variabile dei calcari a tetto della lacuna (7).

4) La presenza di serie continue, o in cui la lacuna non è chiaramente dimostrabile, ma che comunque hanno caratteristiche litologiche e paleontologiche particolari, accostate a serie lacunose (8).

Nel Turoniano superiore o Senoniano inferiore si ristabiliscono uniformi condizioni di sedimentazione con i calcari ad Ippuriti (9), che generalmente chiudono la serie mesozoica.

Una generale emersione ha interessato le assise calcareo-dolomitiche del Casertano e di buona parte dell'Italia meridionale dal Cretacico superiore fino al Miocene (Selli 1957 [6]) (10).

È pertanto interessante documentare una ingressione marina paleocenico-eocenica in una zona che generalmente si supponeva emersa.

Ingressioni di questo tipo sono avvenute anche nel Cretacico terminale, ed infatti Ietto 1963 [3] segnala in una zona del Casertano (M. Virgo) un lembo di calcari e calcari conglomeratici maestrichtiani trasgressivi sul Cretacico inferiore (11).

---

riore (M. Grande presso Caiazzo, Sgrosso 1963 [8], Coste di M. Grande presso Triflisco, Ietto 1963 [3]). Questi elementi, a mio avviso, sono di notevole importanza per dimostrare che l'ingressione del Cretacico superiore è avvenuta su un substrato con zolle variamente dislocate. Anche il fatto che a M. Grande presso Caiazzo si ritrovino nella serie cretacica due distinti livelli con bauxite (e ciascuno dei due testimonia una lacuna stratigrafica, Sgrosso 1963 [8]) può spiegarsi soltanto con l'ammissione di una tettonica a blocchi.

(8) Nella Montagna di Bruno presso Pietravairano, per esempio, affiora una serie cretacica dolomitica e calcarea con frequenti livelli conglomeratici verdastri e rossi; nella parte alta di questa nel cemento dei calcari conglomeratici si trovano Ippuriti, seguono infine calcari omogenei con Ippuriti; si sono trovati inoltre al di sopra di un livello conglomeratico rosso calcari con microfauna del Cenomaniano superiore-Turoniano inferiore. Nel M. Fossa invece addossato per faglia alla Montagna di Bruno affiora il Cretacica con calcari a Requienie a letto del livello bauxitico e calcari ad Ippuriti del Turoniano superiore-Senoniano a tetto. Queste serie conglomeratiche, dove non sono documentabili lacune stratigrafiche e dove compaiono invece termini che mancano nelle serie normali, dovrebbero essersi, almeno in parte, sedimentate nello intervallo in cui in ambiente continentale si formavano le bauxiti.

(9) Anche nell'ambito dei calcari ad Ippuriti però compaiono frequenti livelli conglomeratici che dovrebbero testimoniare episodi di instabilità nelle normali condizioni di sedimentazione.

(10) Terreni paleocenici e paleogenici autoctoni (esclusi quelli delle serie flyschoidi) sono stati recentemente segnalati (Selli 1960 [7]) in Italia meridionale soltanto a sud del fiume Sele.

(11) Sia litologicamente che paleontologicamente questi sedimenti possono accostarsi alla formazione dei cosidetti « calcari pseudocristallini » che nel Matese centro-occidentale trasgrediscono su una superficie molto incisa e poggiano anche su terreni molto antichi (Trias, Infralias, Lias, Giura, Cretacico inferiore).

In una precedente nota scritta in collaborazione con Catenacci e De Castro [1] segnalammo il ritrovamento di un esiguo lembo di calcari detritici con Nummuliti, grosse Alveoline ed altre forme eoceniche, trasgressivi sulle bauxiti che affiorano sulla sommità della Serra Cavallo di Pastonico (Matese orientale).

Questi lembi, che per caratteristiche litologiche e paleontologiche e per i loro stretti rapporti con la serie mesozoica sono da ritenersi autoctoni, rappresentano il residuo di affioramenti più vasti i cui elementi spesso si ritrovano rimaneggiati in terreni più recenti.

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, Aprile 1963.

RIASSUNTO

Viene segnalata, per la prima volta in Italia meridionale a N del Fiume Sele, la presenza di sedimenti paleocenici in facies neritica. Poichè questi poggiano trasgressivi, con contatto laterale sul Cretacico inferiore, si ammette una tettonica prepaleocenica che si ricollega ad altre fasi tettoniche cretaciche. Come prova della esisistenza nel Casertano di queste fasi tettoniche, che avrebbero agito innalzando variamente blocchi fagliati, vengono addotti i seguenti motivi:

1) Le frequenti variazioni di facies in sedimenti coevi nel Cretacico inferiore.
2) L'esistenza di un'estesa lacuna stratigrafica nel Cretacico medio.
3) L'età variabile dei calcari a tetto della lacuna.
4) La presenza di serie continue o pressocchè continue accostate a serie chiaramente lacunose.

SUMMARY

It is recognized, for first time in Southern Italy at north of « Sele » river, the existence of paleocenic neritic formation.

Being these trasgressiv, with side contact, on lower Cretaceous it is admitted one pre-paleocenic tectonic wich is connected to other tectonic Cretaceous phases. As exemple of the existence in Caserta country of these tectonic phases, wich could have rised differently bloches faulted, fallowing demonstrative tests are cited:

1) The frequent variations of facies in the formations of lower Cretaceous.
2) The large stratigraphic lack in the middle Cretaceous.
3) The variable age of the limestones lying on the lack.
4) The presence of continual series or almost continual accosted at clearly lackly series.

BIBLIOGRAFIA

[1] Catenacci E.-De Castro P.-Sgrosso I., *Complessi-guida del Mesozoico calcareo-dolomitico nella zona orientale del Massiccio del Matese.* Mem. Soc. Geol. It. vol. IV, in corso di stampa.

[2] D'Argenio B., *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano.* Mem. Soc. Geol. It., vol. IV, in corso di stampa.

[3] Ietto A., *Osservazioni stratigrafiche e tettoniche sul Cretacico dei Monti di Caserta*. Boll. Soc. dei Naturalisti in Napoli, in corso di stampa.

[4] Pescatore T., *Una serie stratigrafica nel flysch a Sud-est del Matese (Sannia)*. Boll. Soc. Geol. It., vol. LXXX, fasc. III, Roma 1961.

[5] Sartoni S.-Crescenti U., *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale*. Gior. Geol. XXIX, Bologna 1962.

[6] Selli R., *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Gior. Geol. XXVI, Bologna 1957.

[7] Selli R., *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., vol. III, Pavia 1962.

[8] Sgrosso I., *Il rilevamento geologico della Tav. 172-I-NE Alife e I-SE-Caiazzo*. In via di pubblicazione sul Boll. del Serv. geol. d'It.

[9] Signorini R.-Devoto G., *Il Paleogene nel Molise*. Mem. Soc. Geol. It., vol. III, Roma 1962.

TAVOLA I.

Fig. 1 — *Spirolina* sp.

Associazione costituita da:

Spirolina, *Miliolidae*, *Alveolinidae*, *Planorbulinidae* e *Rotalidae*.

Calcare detritico talora conglomeratico.

Preparato: A. 624 *b* (circa 28,5 ×).

Località: Montagna di Bruno (Tav. 172 IV NO-Pietramelara).

Età: Eocene (Paleocene?).

Fig. 2 — *Planorbulinidae*.

Associazione costituita da: *Aeolisaccus kotori*, *Rotalina*, *Spirolina*, *Microcodium*, *Orbitolites*, *Alveolina*, *Planorbulinidae*, *Miliolidae*, *Globorotalidae*, *Anomalinidae*.

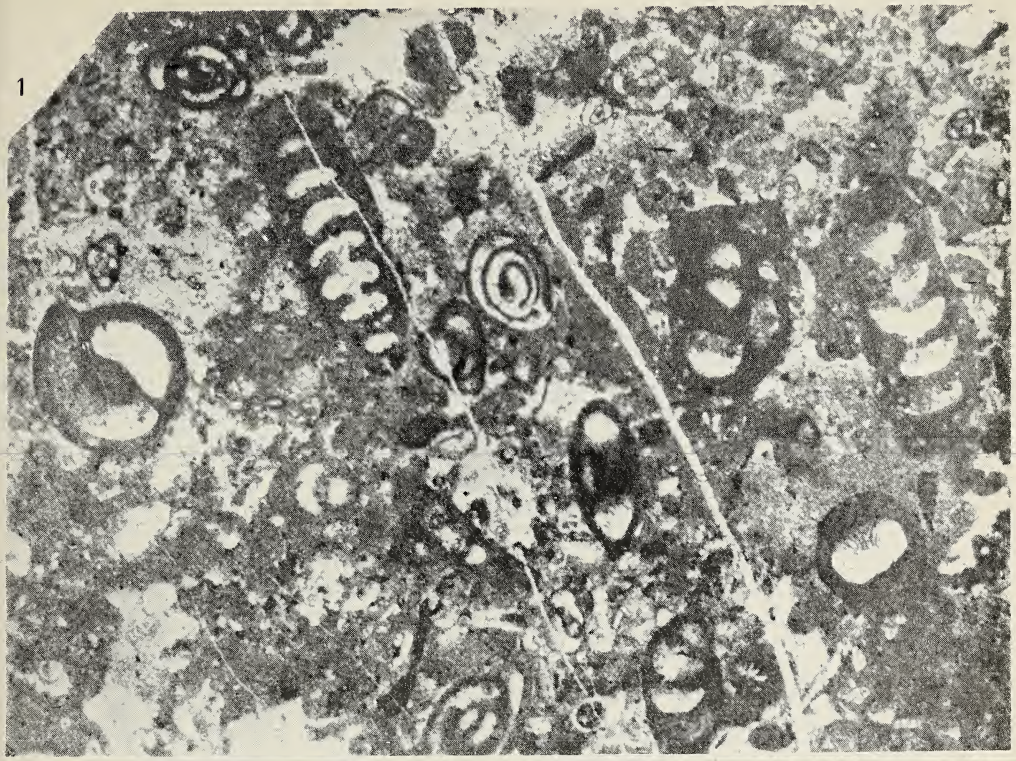
Calcare detritico talora conglomeratico.

Preparato: A. 624.1 (circa 28,5 ×):

Località: Montagna di Bruno (Tav. 172 IV NO-Pietramelara)

Età: Eocene (Paleocene?).

1



2

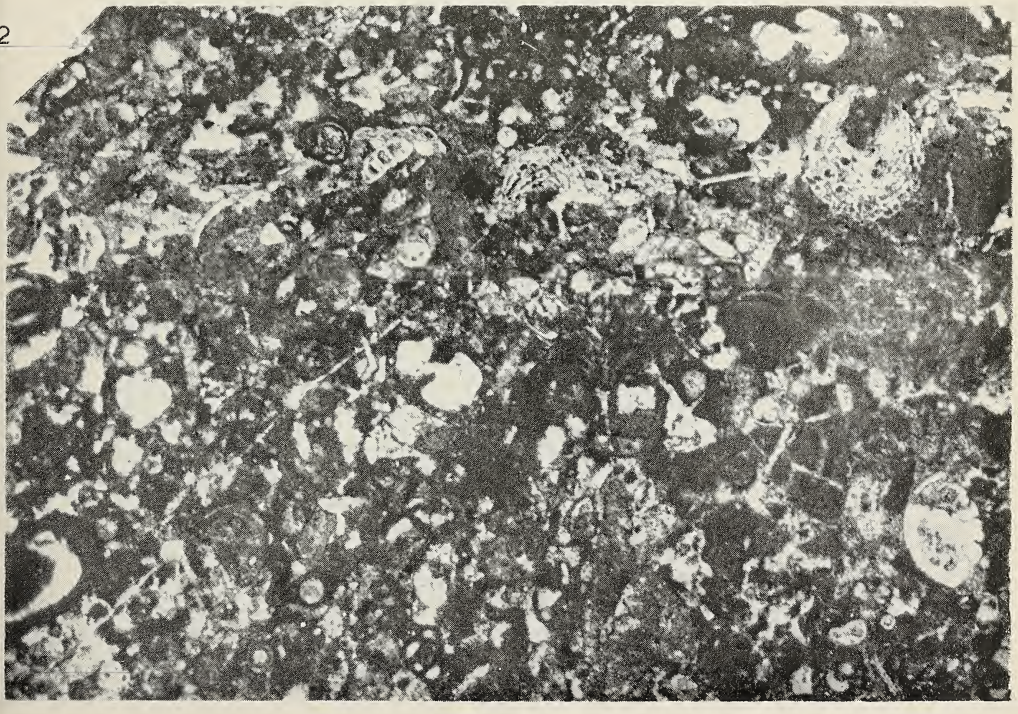


TAVOLA II.

Fig. 1 — *Alveolina* sp.

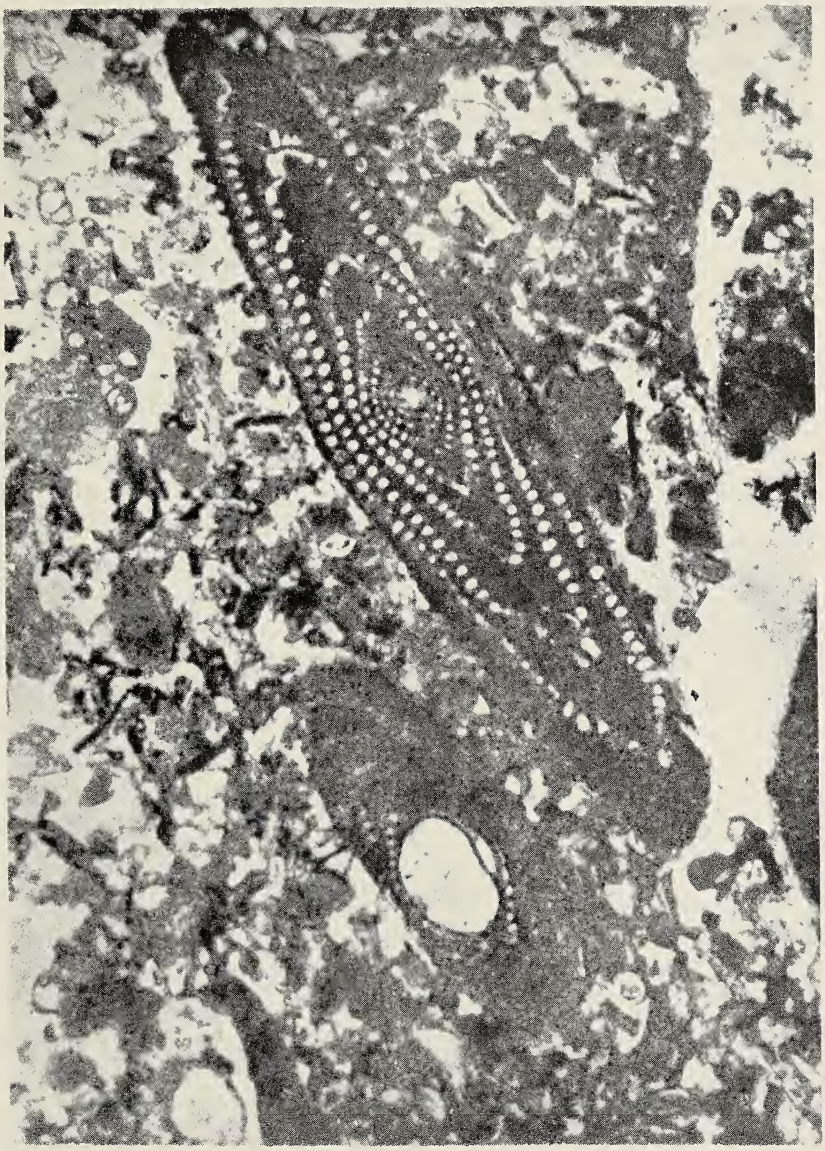
Associazione costituita da: *Aeolisaccus kotori*, *Spirolina*, *Rotalina*, *Microcodium*, *Orbitolites*, *Planorbulinidae*, *Verneulinidae*, *Rotalidae*, *Globorotalidae*, *Anomalinidae*.

Calcare detritico talora conglomeratico.

Preparato: A. 624.6 (circa 33 ×).

Località: Montagna di Bruno (Tav. 172 IV NO-Pietramelara).

Età: Eocene (Paleocene?).



Cuneolina scarsellai n. sp. nel Cretacico dell'Appennino meridionale (*)

Nota del socio PIERO DE CASTRO

(Tornata del dì 31 maggio 1963)

Genere CUNEOLINA d'Orbigny, 1839
Cuneolina scarsellai n. sp.

Tav. I; Tav. II, figg. 1, 2.

1959 *Cuneolina* sp. (indicata come primitiva), Agip Miner., Micr. ital., Tav. LXXIII GC 631 sez. 12583.

Il materiale a disposizione è costituito oltre che da esemplari in sezione sottile anche da individui interi isolati dai residui di lavaggio provenienti dal « livello ad *Orbitolina* » (De Castro P., 1963). Le cuneoline isolate provengono più esattamente dall'affioramento del predetto livello a S. Maria la Foce (tavoletta I.G.M.: 185 III NE, Sarno); la ricerca delle stesse in materiale analogo proveniente da Sorgente Sperlonga (tavoletta I.G.M.: 184 II SE, Punta Orlando) ha dato risultati praticamente negativi.

Derivazione del nome: La specie viene dedicata al prof. Francesco Scarsella direttore dell'Istituto di Geologia dell'Università di Napoli.

Descrizione: Guscio calcareo, imperforato, microgranulare, generalmente conico compresso con sezione trasversale ellittica o ovale (quest'ultima sembra prevalere negli stadi giovanili). Eccezionalmente si riscontrano esemplari lievemente flabelliformi in corrispondenza delle ultime logge dello stadio adulto.

In sezione longitudinale perpendicolare ai setti radiali le camere primarie sono subrettangolari, debolmente arcuate, con altezza della porzione interna della loggia maggiore dello spessore dei setti primari; l'altezza delle logge cresce, anche se con progressione non regolare, dall'apice alla base. Lo spessore delle pareti esterne delle logge è un pò minore o uguale a quello dei setti primari delle logge stesse.

(*) Lavoro eseguito col contributo del C.N.R.

Si riscontrano per lo più da sette ad otto coppie di logge; il numero massimo osservato è di 15.

Setti primari debolmente convessi e di spessore crescente, anche se spesso con progressione non regolare, dall'apice alla base.

Setti radiali a spessore variabile, per lo più compreso tra 0.006 e 0,013 mm., poco numerosi, diretti in senso radiale, talora obliquo, talora ondulati, spesso rudimentali e rappresentati in questo caso da semplici appendici che si dipartono dal tetto o dal pavimento della loggia arrestandosi ad una certa distanza da essò. A causa del loro sviluppo limitato o perchè mancanti, generalmente non sono osservabili nelle prime quattro logge (dopo lo stadio iniziale); si fanno via via più numerosi col progredire del numero d'ordine della loggia: una sezione trasversale in una loggia di uno stadio adulto avanzato ne ha messi in evidenza circa una diecina per lo più rudimentali.

Setti secondari (short partitions di Henson 1948) rudimentali o mancanti; raramente osservabili ed in tal caso generalmente in logge dello stadio adulto.

Stadio iniziale costituito da una loggia circolare dal diametro esterno variabile per lo più tra 0,044 e 0,063 mm., cui fa seguito probabilmente un brevissimo stadio di logge avvolte.

Apertura stretta, allungata, alla base della camera.

Misure più frequentemente riscontrate, espresse in mm.:

Altezza tra la prima loggia e la 4ª loggia (1)	0.133-0.165
Spessore del setto primario della 4ª loggia	0.009-0.019
Altezza totale (2) della 4ª loggia	0.038-0.045
Altezza tra la prima loggia e la 8ª loggia	0.318-0.414
Spessore del setto primario della 8ª loggia	0.013-0.025
Altezza totale della 8ª loggia	0.051-0.068
Altezza tra la prima loggia e la 12ª loggia	0.674-0.751
Spessore del setto primario della 12ª loggia	0.023-0.028
Altezza totale della 12ª loggia	0.070-0.105

(1) Ogni loggia è contata, dopo lo stadio iniziale, lungo una delle due file di logge contrapposte.

(2) Comprendiamo nell'altezza totale della loggia anche lo spessore del setto primario.

Rapporto $\frac{\text{spessore setto primario}}{\text{altezza totale della loggia}}$	alla 4ª loggia	0.29-0.33
» »	» 8ª »	0.24-0.38
» »	» 12ª »	0.17-0.54
Camere per mm. tra la prima loggia e la 4ª loggia		24.0-30.0
» » » » » »	8ª »	23.2-25.1
» » » » » »	12ª »	16.0-17.8

Olotipo: Campione 767; preparato 767.33.

Località dell'olotipo: S. Maria la Foce (tavoletta I.G.M.: 185 III NE, Sarno).

Livello dell'olotipo: Livello ad *Orbitolina.*

Tanatocenosi del livello dell'olotipo: alghe verdi (*Salpingoporella dinarica* Radoicic^{+}, oogoni di caracee^{-}), foraminiferi (*Orbitolina spp.*$^{++}$, *Miliolidae*$^{+}$, *Lituolidae*$^{-}$ tra cui *Haplophragmoides* e *Ammobaculites*, *Cuneolina scarsellai* n. sp.$^{-}$, altre cuneoline primitive), lamellibranchi (*Neithaea atava*$^{-}$, *Pholadomya cornueliana*$^{-}$), piccoli gasteropodi^{-}, piccoli radioli d'echinoidi^{-}, ostracodi^{-} (*Trachyleberididae* ed *Hemicytheridae*) (3).

Altre località: Cava grande (tavoletta I.G.M.: 184 II SE, Punta Orlando), Monte Tobenna (tavoletta I.G.M.: 185 II SE, S. Cipriano Picentino), località Cavère della Civita di Pietraroia (tavoletta I.G.M.: 162 III SW, Cusano Mutri), Monte Castellone (tavoletta I.G.M.: 172 II NE, Castelmorrone), pendici meridionali di Monte la Foresta (tavoletta I.G.M.: 185 III NE, Sarno).

Distribuzione stratigrafica: *Cuneolina scarsellai* è stata riscontrata nelle serie neritiche del Cretacico inferiore. La sua dispersione verticale eguaglia, con buona approssimazione, quella riscontrata da Sartoni e Crescenti per *Cuneolina laurentii* e *C. Camposauri.* Nella successione stratigrafica del Cretacico del Salernitano settentrionale (fig. 1), *Cuneolina scarsellai* compare dopo *C. camposauri* e si estingue prima di *C. laurentii* all'altezza dei livelli a *Barkerina* riferibili con ogni probabilità all'Albiano. La dispersione verticale di *C. laurentii*

---

(3) ++ = abbondante; + = frequente; − = raro o occasionale.

sembra nelle successione esaminata contenere sia quella di *C. camposauri* che quella di *C. scarsellai.*

Rapporti e differenze: La specie descritta appartiene, assieme a *C. Laurentii* e *C. camposauri*, a quel gruppo di forme indicate nella letteratura come cuneoline primitive a causa, o delle dimensioni generalmente piccole (4), o della scarsezza e della irregolare distribuzione dei setti radiali e dei setti secondari.

È solo con le due specie sopracitate che *C. scarsellai* presenta affinità. Essa si differenzia, però, nettamente da *C. camposauri* principalmente perchè quest'ultima è fornita di setti radiali regolari, numerosi, tutti di spessore pressochè uguale il quale eguaglia a sua volta quello dei setti primari, che risultano anch'essi, in prima approssimazione, fra loro eguali.

In comune con *C. laurentii*, *C. scarsellai* presenta la irregolarità della distribuzione dei setti radiali, sicchè la distinzione delle due specie in sezione longitudinale normale ai setti radiali, può riuscire dubbiosa; l'altezza delle logge, gradatamente crescente in *C. scarsellai*, ed invece debolmente crescente in *C. laurentii*; come pure il numero generalmente maggiore di logge per mm. osservabile in *C. scarsellai*, possono anche in questo caso fornire ottimi criteri per differenziare le due specie. In sezione longitudinale parallela ai setti radiali, la differenza tra le due specie è molto netta essendo questa sezione a V in *C. scarsellai* ed a U in *C. laurentii.*

Osservazioni: Delle tre specie menzionate *C. laurentii* è quella più abbondante; *C. scarsellai* e *C. camposauri* sono molto meno frequenti. *C. scarsellai*, in particolare, sembra raggiungere la maggiore diffusione da poco prima a poco dopo l'altezza stratigrafica del livello ad *Orbitolina.*

Napoli. Istituto di Paleontologia, Maggio 1963.

RIASSUNTO

Viene descritta *Cuneolina scarsellai*, una nuova specie del Cretacico dell'Appennino meridionale, da annoverare assieme a *Cuneolina laurentii* e *C. camposauri*, con le quali presenta maggiori affinità, tra le forme indicate spesso come « cuneoline primitive ».

---

(4) Non si esclude, in proposito, che la specie *Textularia biarritzensis*, istituita da Halkiard, possa essere una *Cuneolina.*

LEGENDA

Calcari generalmente avana, compatti o detritici, in strati, per lo più, da 30 – 50 cm.

Calcari dolomitici generalmente avana, talora nocciola, in strati per lo più da 30 ÷ 50 cm.

Calcari e calcari dolomitici, dal grigio al nero, in strati, per lo più, da 30 ÷ 50 cm., che si risolvono, spesso, in strati minori e con intercalazioni di livelli anche molto sottili.

Calcari e calcari dolomitici, dal grigio scuro al nero, fogliettati, fetidi alla percussione.

Calcari grigi o avana, reticolati, a *Cisalveolina fallax* REICHEL

Dolomie giallastre o grigie, spesso anche biancastre o grigio chiare

Livello ad *Orbitolina*

Rudiste ss.

Dicerati,

Gasteropodi (nerinee ed altri turricolati)

SCALE

Profili geologici 1:5.000

Schizzi topografici 1:25.000

Colonna stratigrafica 10 metri = 2 mm.

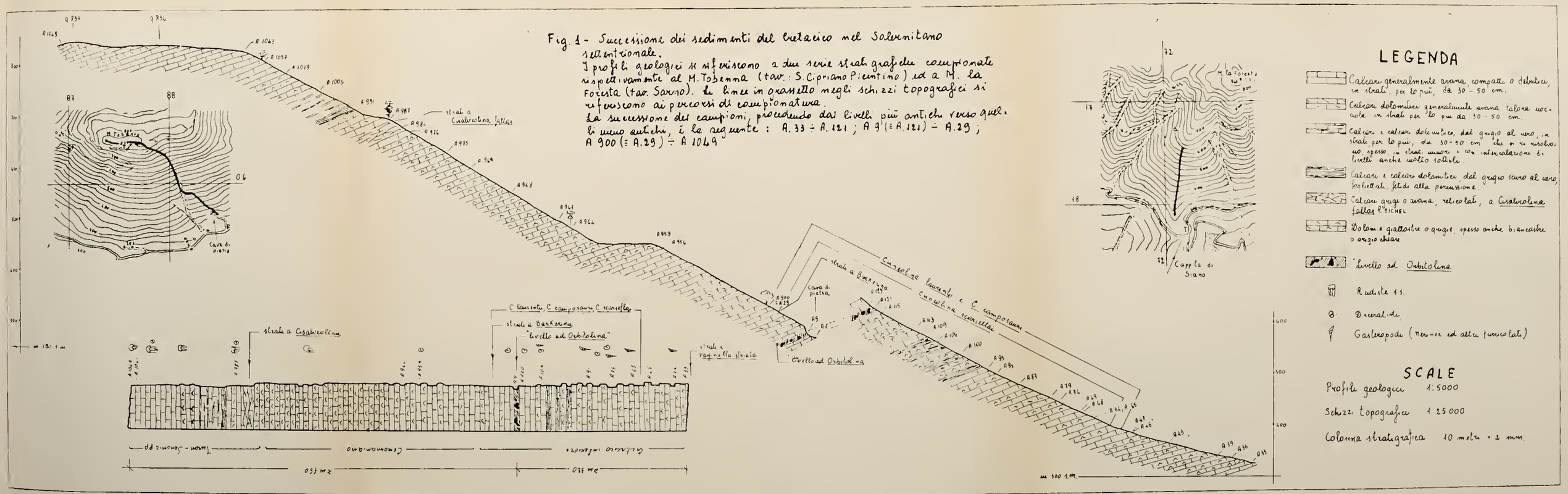


Fig. 1 - Successione dei sedimenti del Cretacico nel Salernitano settentrionale.
I profili geologici si riferiscono a due serie stratigrafiche campionate rispettivamente al M. Tobenna (tav.: S. Cipriano Picentino) ed a M. la Foresta (tav. Sarno). Le linee in grassetto negli schizzi topografici si riferiscono ai percorsi di campionatura.
La successione dei campioni, procedendo dai livelli più antichi verso quelli meno antichi, è la seguente: A. 33 ÷ A. 121; A 9' (= A. 121) ÷ A. 29; A 900 (= A. 29) ÷ A 1049

Nella successione dei sedimenti cretacici, da noi esaminata (fig. 1) *Cuneolina scarsellai* compare quasi alla stessa altezza stratigrafica delle altre due specie sopra citate e si estingue all'altezza dei livelli a *Barkerina*.

Cuneolina scarsellai sembra così limitata, come *C. laurentii* e *C. camposauri* ai sedimenti di facies neritica del Cretacico inferiore.

SUMMARY

Description: Test calcareous, imperforate, microgranular, usually conic compressed, elliptical or ovale in trasversal section; the ovale trasversal section seems to prevail in the young stage, Exceptionally are found specimens slightly flabelliform in the last chambers of the adult stage. In longitudinal section, perpendicularly to the radial septa, the primary chambers are subrectangular, slightly arcuated, with the height of the inner portion bigger than the thickness of the primary septa. The height of the chambers increases whith nearly regular progression from the apex to the base. The radial septa are variable in thickness and range between 0,006-0,013 mm. They are few numerous, radial, semetimes oblique or wavy, often rudimentary and represented, in this case, by stups from the floor or the roof of the chambers; because of its limitated growth or absence, they are not seen in the first four or five chambers (after the initial stage); later the radial septa become more numerous as the chambers increase in number: a trasversal chamber section in the final stage of one specimen with many chambers, have pointed out about ten. Secondary septa (short partitions by Henson) rudimentary or absent; when observable they are in final chambers mostly. Initial stage made from a circular chamber with extern diameter variable between 0,044-0,063 mm.: it is followed, probably, by a very little stage of coiled chambers.

Cuneolina scarsellai occurs in neritic facies of lower Cretaceous.

BIBLIOGRAFIA

Agip Mineraria.

1959 *Microfacies italiane (dal Carbonifero al Miocene medio)*. Vol. con pp. 35, figg. 2, tavv. 145. S. Donato Milanese.

Cushman J. A.

1937 *A monograph of the foraminiferal family Valvulinidae*. Cushman Laboratory for foraminiferal Research, special publication n. 8. Pp. 210, tavv. 24. Sharon (U.S.A.).

Dalbiez F.

1958 *Cuneolina hensoni, a new lowermost cretaceous marker in south-western France*. Micropaleontology, vol. 4, n. 1, New York.

De Castro F.

1963 *Nuove osservazioni sul livello ad Orbitolina in Campania. (Nota preliminare)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, vol. 71, pp. 104-135, fig. 1, tavv. 8. Napoli.

D'Orbigny A.

1839 *Foraminifères*. In Ramon De La Sagra, *Histoire physique et naturelle de l'île de Cuba*. Paris.

Ellis B. F. and Messina A. R.
Catalogue of foraminifera. The american Museum of natural History, special publication.

Halkiard E.
1918 *The fossil foraminifera of the Blue Marl of the Côte des Basques (Biarritz).* Manchester lit. Phil. Soc. Rem. Proc., vol. 62. Manchester.

Henson F. R. S.
1948 *New Trochamminidae and Verneuilinidae from the Middle-East.* The Annals and Mag. of nat. Hist., vol. 14, n. 117, pp. 605-630, fig. 1, tavv. 4. London.

Sartoni S. e Crescenti U.
1962 *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale.* Giornale di Geologia, ser. 2, vol. 29, pp. 161-302, una tabella, tavv. 42. Bologna.

Schlumberger C.
1883 *Note sur le genre Cuneolina.* Bull. Soc. géol. France, ser. 3, vol. 2, n. 4, pp. 272-273. Paris.

TAVOLA I

Cuneolina scarsellai n. sp.

Fig. 1. — Olotipo.
Preparato: 767.33.
1. a: visto dal lato appiattito che mostra l'apertura;
1. b: visto dal lato opposto al precedente;
1. c: visto trasversalmente dalla parte dell'ultima camera;
1. d: visto dal lato più stretto.

Figg. 2, 3, 4, 5.
Sezioni longitudinali perpendicolari ai setti radiali.
Preparati: 767.25, 767.24, 767.21, 767.20.

Fig. 8.
Sezione trasversale.
Preparato: 767.23.

Figg. 6, 7, 9, 10.
Preparati: 767.30, 767.19, 767.26, 767.27.

Per tutti gli esemplari:
I preparati sono tutti relativi allo stesso campione 767 (livello ad *Orbitolina*).
Ingrandimento: circa 55×.
Età probabile: Aptiano.

Nota: gli stadi iniziali, ombreggiati, delle figg. 7, 9, 10 non lasciano chiaramente vedere la loro struttura, a causa delle cattive condizioni di fossilizzazione.

Le figure 2 - 10 sono disegni di sezioni sottili eseguite su esemplari isolati dai residui di lavaggio delle marne del livello dell'olatipo.

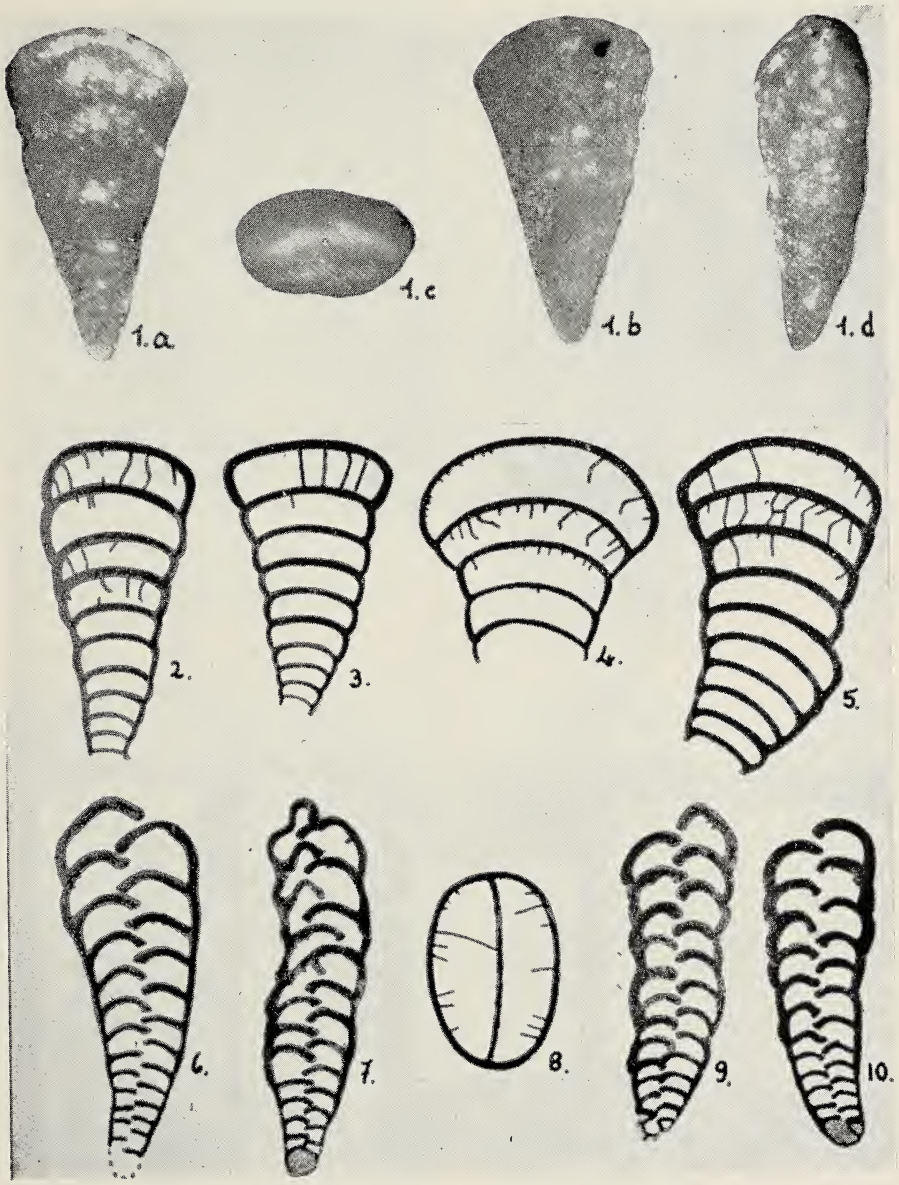

1.a
1.c
1.b
1.d
2.
3.
4.
5.
6.
7.
8.
9.
10.

TAVOLA II

Fig. 1. — *Cuneolina scarsellai* n. sp.

Calcarenite organogena con gasteropodi, *Miliolidae* (tra cui *Quinqueloculina* sp., *Spiroloculina* sp., *Sigmoilina* sp.), *Ophthalmidiidae*, *Valvulinidae*, *Glomospira* sp., *Cuneolina scarsellai* n. sp., *C. laurentii*, *Cuneolina* sp.

Preparato: A. 23.1; (38.5 ×).

Località: M. Tobenna (tav.: 185 II SE. S. Cipriano Picentino).

Albiano.

Fig. 2. — *Cuneolina scarsellai* n. sp.

Calcarenite roganogena con *Miliolidae* (tra cui *Quinqueloculina* sp. e *Spiroloculina* sp.), *Textulariidae*, *Valvulinidae*, *Trochamminidae*, *Lituolidae*, *Cuneolina scarsellai* n. sp., *Cuneolina laurentii*, *Cuneolina* sp., dasicladacee e rari esacoralli.

Preparato: A. 275; (38.5 ×).

Località: M. Castellone (tav.: 172 II NE, Castelmorrone).

Cretacico inferiore.

Figg. 3 e 4. — *Cuneolina* cfr. *scarsellai*.

Calcare compatto con spicole di spugne, *Miliolidae* (tra cui *Quinqueloculina* sp. e *Spiroloculina* sp.), *Textulariidae*, *Valvulinidae*, *Trochamminidae*, *Cuneolina camposauri*, *C. laurentii*, *C. scarsellai*, *Cuneolina* sp., rari foraminiferi a guscio calcareo perforato.

Preparati: A. 779. b. 4, A. 779. b. 10; (38.5 ×).

Località: Cavère, Civita di Pietraroia (tav.: 162 III SW: Cusano Mutri).

Il campione A. 779. b. proviene dai noti livelli ad ittioliti di Pietraroia.

Età probabile: Barremiano-Aptiano.

1

2

3

4

La tettonica del gruppo del Monte Maggiore

Nota dei soci BRUNO D'ARGENIO e TULLIO PESCATORE

(Tornata del 31 maggio 1965)

Premessa

Il gruppo del M. Maggiore è costituito dai rilievi mesozoici che si estendono a sud del Matese, nell'ampia ansa del Volturno tra Capua e Pietravairano.

In una nota precedente (D'Argenio e Pescatore, 1962), si è tratteggiata la stratigrafia del Mesozoico di questa regione, ma quasi nulla si è detto della tettonica.

L'argomento ci è sembrato interessante e non privo di addentellati con i più ampi problemi strutturali che riguardano tutto l'Appennino campano; pertanto nella descrizione dei fatti tettonici osservati, si cercherà sempre di tener presente il quadro più generale e significativo della tettonica campana.

I — Cenni di stratigrafia.

La stratigrafia del gruppo del M. Maggiore, per quel che riguarda il Mesozoico, è stata oggetto di un nostro lavoro precedente (D'Argenio e Pescatore, 1962) e, successivamente, di uno studio cronostratigrafico (Pescatore e Vallario, 1963).

Il Cenozoico è stato ampiamente illustrato da Ogniben (1957, 1958).

Diamo sommariamente alcune notizie sulla stratigrafia soffermandoci su qualche particolare della successione litostratigrafica che ci sembra interessante per la esatta comprensione dei fatti tettonici che si descriveranno.

Per i riferimenti ai lavori precedenti, rimandiamo, per il Mesozoico, ai citati lavori di D'Argenio e Pescatore e Pescatore e Vallario e per il Cenozoico a quelli di Ogniben.

a) *Mesozoico.*

Nella successione stratigrafica del Mesozoico possiamo distinguere due parti che hanno subito una evoluzione diversa.

Una parte inferiore rappresentata da quasi mille metri di dolomie, calcari dolomitici e calcari che si sedimentarono in continuità dal Lias inferiore al Cretacico inferiore (Albiano) e una parte superiore rappresentata dai calcari del Turoniano-Senoniano; le due parti sono quasi dovunque separate da un orizzonte bauxitico, testimonianza della emersione cenomaniana.

Un cenno merita la parte superiore che è costituita: in basso da un complesso calcareo-dolomitico con rapide variazioni laterali di facies, che rappresenta il primo ingredire del mare turoniano sull'area d'emersione mediocretacica e, verso l'alto, da un'alternanza di calcari e calcareniti con episodi biostromali (calcari a rudiste).

L'area del M. Maggiore rappresentava, durante il Cenomaniano, il limite sud occidentale d'emersione della *Piattaforma centrale con bauxiti* (D'Argenio, 1962); pertanto, all'inizio del Turoniano la zona costituiva il primo fronte d'ingressione.

A tale circostanza sono dovuti perciò i rapidi mutamenti laterali di facies del complesso basale.

Notevole interesse presenta il sottogruppo del M. Maiulo (M.ti Maiulo-Caruso e Forca) e il M. Friento, nella parte sud orientale del gruppo, per le particolari situazioni stratigrafiche ivi esistenti. Vi sono infatti qui dei conglomerati attribuibili al Cretacico superiore che sono trasgressivi sul Lias e sul Giura, mettendo così in evidenza dei fatti tettonici d'età medio cretacica di un certo rilievo.

Nel complesso il Mesozoico della nostra zona, mentre per la parte inferiore si presenta del tutto simile a quello del resto dell'Appennino campano, salvo qualche riduzione negli spessori, nella parte superiore, turoniano-senoniana, si differenzia da parte dei coevi affioramenti dell'Appennino campano e per la presenza di una lacuna stratigrafica e perchè appartenente a differenti unità paleogeografiche (*piattaforma centrale con bauxiti* e *fascia di transizione*. D'Argenio, 1962).

b) *Cenozoico.*

I terreni cenozoici, costituiti essenzialmente dal Miocene, sono stati segnalati e descritti in dettaglio da Ogniben (1957, 1958) in due

lavori che, insieme a quello di Selli (1957) sono da considerare basilari per la conoscenza e lo studio del Miocene campano.

Pertanto, mentre rimandiamo a Ogniben (1957, 1959) per una descrizione più particolareggiata della stratigrafia del Miocene, ci sembra interessante mettere in evidenza come, nella sua distribuzione

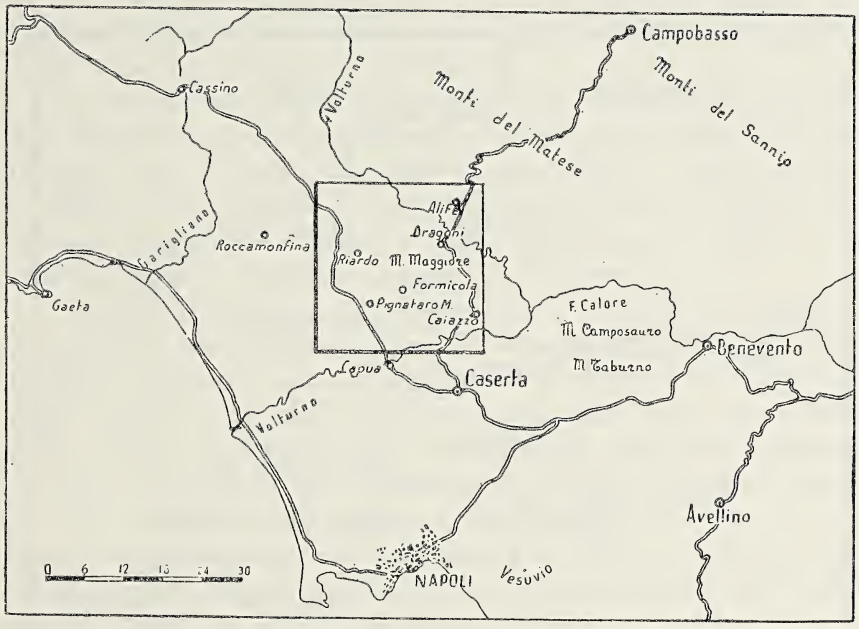


Fig. 1. — Limiti della zona studiata.

areale, la parte basale del Miocene (Formazioni di Mastroianni e di Montagnella) termina verso sud con la bassa Valle del Volturno, tra Limatola e Capua, limite meridionale della nostra zona. Questo limite per le facies mioceniche biostromali a nord del Sele, coincide, con buona approssimazione, col limite meridionale della *piattaforma centrale* con bauxiti, denunciando nel Miocene una persistenza di facies neritiche, biostromali, analoghe a quelle cretacee e limitate da linee strutturali di questa età ringiovanite.

II — Unità strutturali.

Nel suo complesso il gruppo di M. Maggiore ha un perimetro grossolanamente rombico, le cui diagonali misurano ciascuna poco più di 20 chilometri e i cui angoli, corrispondenti ai quattro punti

cardinali, sono dati da Monte Fossato a nord, M.te Santa Croce a est, M.te Raggeto a sud e M.te Coricuzzo a ovest; entro questi limiti possiamo distinguere le seguenti unità strutturali:

— *a.* le dorsali occidentali, ad andamento appenninico, tra M.te La Costa e M.te Raggeto

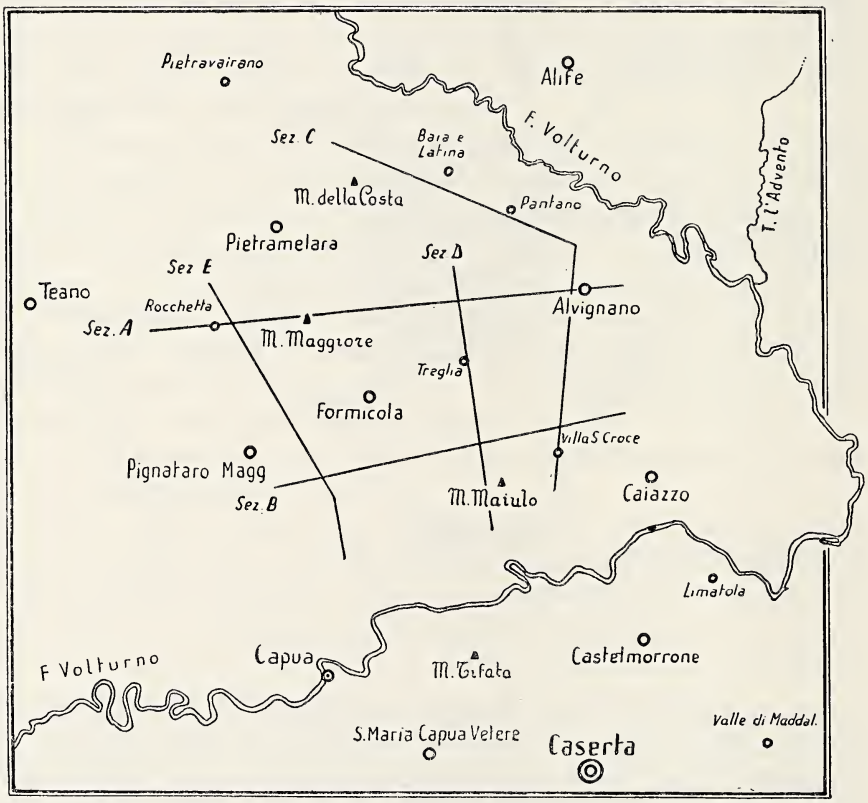


Fig. 2. — Ubicazione delle sezioni della tavola 1.

— *b.* la dorsale orientale, ad andamento appenninico, tra M.te Fossato e M.te Grande

— *c.* la dorsale settentrionale, ad andamento est-ovest e a pianta grossolanamente triangolare

— *d.* la dorsale centrale di M.te Friento e M.te Maiulo

— *e.* graben di Formicola e di Riardo.

a) *Dorsali occidentali.*

Le due dorsali occidentali, parallele tra loro, hanno andamento appenninico e sono separate dalla faglia di Bellona-Rocchetta il cui rigetto aumenta da sud est verso nord ovest, dove supera i mille metri, mettendo a contatto l'Infralias col Miocene calcareo, trasgressivo sul Cretacico superiore. In entrambe le dorsali gli strati immergono debolmente verso est e verso est nord est.

La dorsale esterna, spostata verso ovest, costituisce il tetto della grande faglia, la quale, specialmente verso sud est è quasi del tutto rasata; questa dorsale, compresa tra M.te Tutuli e M.te Coricuzzo, è formata da ampi dossi, isolati da faglie d'andamento tirrenico e di modesto rigetto; vi affiorano i calcari del Cretacico superiore con qualche lembo di Miocene trasgressivo.

La dorsale interna, spostata verso est, è costituita da terreni che, procedendo verso la estremità meridionale, dall'Infralias giungono al Cretacico superiore; anch'essa è limitata da faglie trasversali di modesto rigetto. Verso nord, infine, intervengono alcune complicazioni strutturali dovute alla vicinanza della più rilevata dorsale settentrionale, per cui, nella zona d'incontro, le direttrici tettoniche si discostano dalla media, ruotando anche di molti gradi.

La dorsale interna è limitata anche ad est da una faglia appenninica, geometricamente analoga a quella tra le due dorsali (faglia di Bellona-Rocchetta) ma con rigetti minori.

Sull'estremo bordo occidentale, infine, abbiamo elementi per supporre un'altra faglia ad andamento appenninico, ma non ne abbiamo per giudicare dell'entità del suo rigetto.

b) *Dorsale orientale.*

Questa unità strutturale presenta molte analogie con le dorsali occidentali, a parte il rigetto delle faglie appenniniche periferiche che qui non supera i 300 metri.

Gli strati immergono verso est e nord-est ma possono frequentemente avere dei bruschi cambiamenti di direzione in relazione a faglie trasversali di minore entità.

I terreni affioranti sono dati dal Cretacico inferiore e superiore e da placche di Miocene trasgressivo.

In questa dorsale possiamo distinguere una parte settentrionale, tra M.te Fossato e i Monti della Costa, in cui affiora prevalentemente

il Cretacico inferiore e una parte meridionale, che risulta leggermente ribassata rispetto a questa, e in cui affiora prevalentemente il Cretaceo superiore.

c) *Dorsale settentrionale.*

La dorsale settentrionale ha una forma grossolanamente triangolare e vi si può distinguere una parte settentrionale (M.te Maggiore, Pizzo Madama Marta, M.te Melito, M.te S. Angelo) e una parte meridionale (M.te Serrone, M.te S. Erasmo, M.te Etna).

I terreni affioranti sono compresi tra l'Infralias, ad ovest ed il Cretacico superiore ad est.

Una grande faglia, orientata da est-nord-est ad ovest-sud-ovest, limita il versante settentrionale di questa dorsale, con un rigetto decrescente verso oriente.

Questa faglia maschera probabilmente una originaria struttura di compressione, come si può desumere, non solo dai rapporti geometrici con i terreni adiacenti, ma anche dalle analogie nell'orientamento di queste direttrici che, nella parte meridionale della nostra zona, si riconoscono agevolmente come direzioni di compressione.

I versanti meridionali di questa dorsale sono delimitati da faglie ad andamento appenninico.

Altre faglie trasversali hanno un andamento meridiano e, verso est stabiliscono un graduale raccordo con la dorsale orientale.

d) *Il Sottogruppo del M. Maiulo e il M.te Friento.*

I rilievi che costituiscono il piccolo sottogruppo del M.te Maiulo (monti Maiulo, Caruso e Forca) sono limitati sul versante settentrionale da una faglia inversa che ripete il motivo caratteristico del versante meridionale della Valle del Volturno tra Limatola e Capua.

Questa faglia che porta l'Infralias a sovrapporsi alle Arenarie di Caiazzo è orientata da est sud est a ovest nord ovest e giunge, leggermente deviando verso nord, fino al M. Fallano.

Il M. Friento, infine, sembra ripetere sul suo versante settentrionale le situazioni dei Monti Maiulo, Caruso e Forca, anche se in condizioni d'osservazione non così evidenti.

e) *Graben di Formicola e di Riardo.*

Il graben di Formicola ha un andamento quasi meridiano ed è dato da una zolla ribassata di forma irregolare, a tratti affiorante,

compresa tra la dorsale settentrionale, il M.te Friento e la dorsale occidentale. Paragonabile a questo è la fossa di Riardo che ha un contorno grossolanamente quadrangolare ed è disposta con i lati maggiori in direzione appenninica, in prosecuzione del graben di Formicola da cui è separato dalla dorsale settentrionale, precedentemente descritta.

III — Conclusioni.

Nel gruppo del M. Maggiore abbiamo distinte quattro dorsali ad andamento appenninico e una dorsale settentrionale ad andamento tirrenico.

Quest'ultima costituisce un elemento di raccordo tra le dorsali occidentali e quelle orientali.

Queste unità strutturali elementari (dorsali) sono tutte determinate da fatti disgiuntivi caratteristici di una tettonica che, nel complessivo stile rigido dell'Appennino campano, possiamo definire, come si dirà meglio più avanti, di « tipo finale ».

Possiamo individuare nel gruppo del Monte Maggiore una serie di eventi tettonici che hanno interessato questa zona fin dal Cretacico medio.

Si è infatti accennato ad un orizzonte bauxitico, presente al Monte Maggiore con notevole continuità.

Questo orizzonte attesta una emersione avvenuta alla fine dell'Albiano e protrattasi per tutto il Cenomaniano.

La nostra zona costituisce la parte meridionale della *piattaforma centrale con bauxiti* che si estende verso nord ovest fin quasi alla altezza dell'Aquila e fa passaggio con una *fascia di transizione* (Sottogruppo del M.te Maiulo) ad un'area più meridionale con sedimentazione continua (*area esterna*) (D'Argenio, 1962).

Sull'orizzonte bauxitico trasgredisce in subconcordanza il Turoniano con le facies di cui si è fatto cenno nella prima parte di questa nota.

Possiamo pertanto datare come mediocretacei i primi eventi tettonici che interessano la nostra zona; infatti il bordo meridionale, con i bruschi passaggi a zone con sedimentazione continua, è limitato da dislocazioni disgiuntive di cui sono testimonianza le facies conglomeratiche del M. Maiulo.

Una oscillazione positiva possiamo registrarla probabilmente alla fine del Cretacico testimoniata dalla lacuna stratigrafica esistente tra

Senoniano e Paleocene nei finitimi M. Aurunci orientali, o tra Infracretaceo ed Eocene sul bordo nord occidentale del gruppo (Scrosso, 1963).

A questa emersione seguono le trasgressioni del Paleocene (almeno sul bordo settentrionale del Gruppo) e del Miocene medio-inferiore. Tutti questi fenomeni di tipo epeirogenetico furono accompagnati con ogni probabilità da dislocazioni disgiuntive riprese successivamente dalla tettonica tardomiocenica e pliocenica.

L'evoluzione della sedimentazione miocenica, in relazione alla tettonica di questo periodo è stata esaurientemente trattata da Ogniben (1958).

La successione delle unità litostratigrafiche ci permette di riconoscere un progressivo approfondimento del bacino, con passaggio da calcari organogeni, parzialmente biostromali, a sedimenti in parte dovuti ad accumuli di torbida e a risedimentazione.

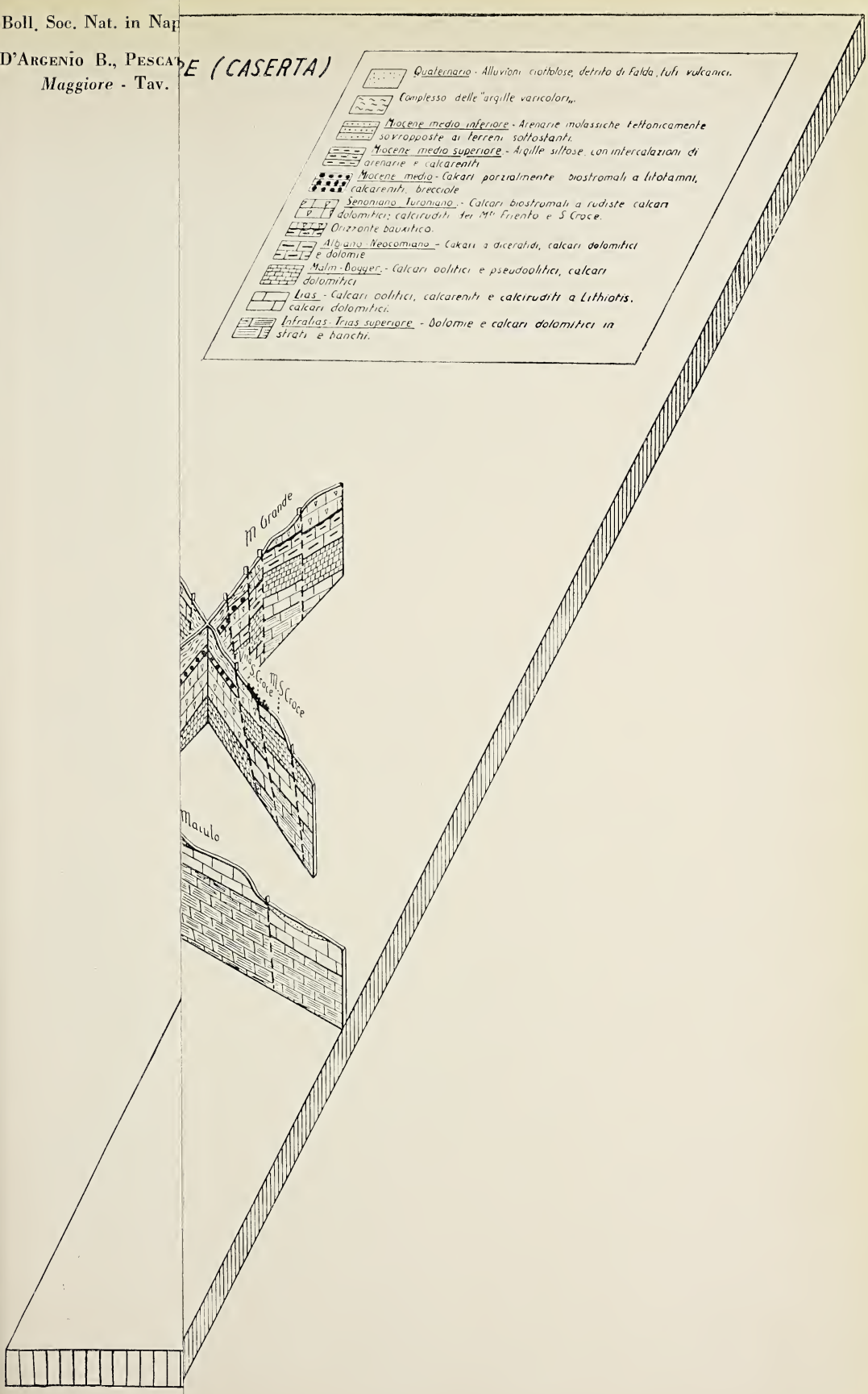
Secondo Ogniben (1958) verso ovest o verso sud ovest avveniva la sedimentazione delle *Arenarie di Caiazzo*, parzialmente eteropiche del Miocene autoctono e, probabilmente, ancora più a ovest o a sud ovest vi era il bacino di sedimentazione delle *Argille Varicolori* (Ogniben 1957, 1958).

Alla fine del Miocene per la migrazione verso nord est del corrugamento appenninico, si ebbe l'arrivo di coltri gravitative costituite dalle *arenarie di Caiazzo* e dalle *Argille Varicolori*.

È probabile che si sia verificato dapprima la sovrapposizione delle A. V. alle arenarie, nella sede della normale giacitura di queste ultime, e poi la traslazione di ambedue le formazioni sull'autoctono del M. Maggiore.

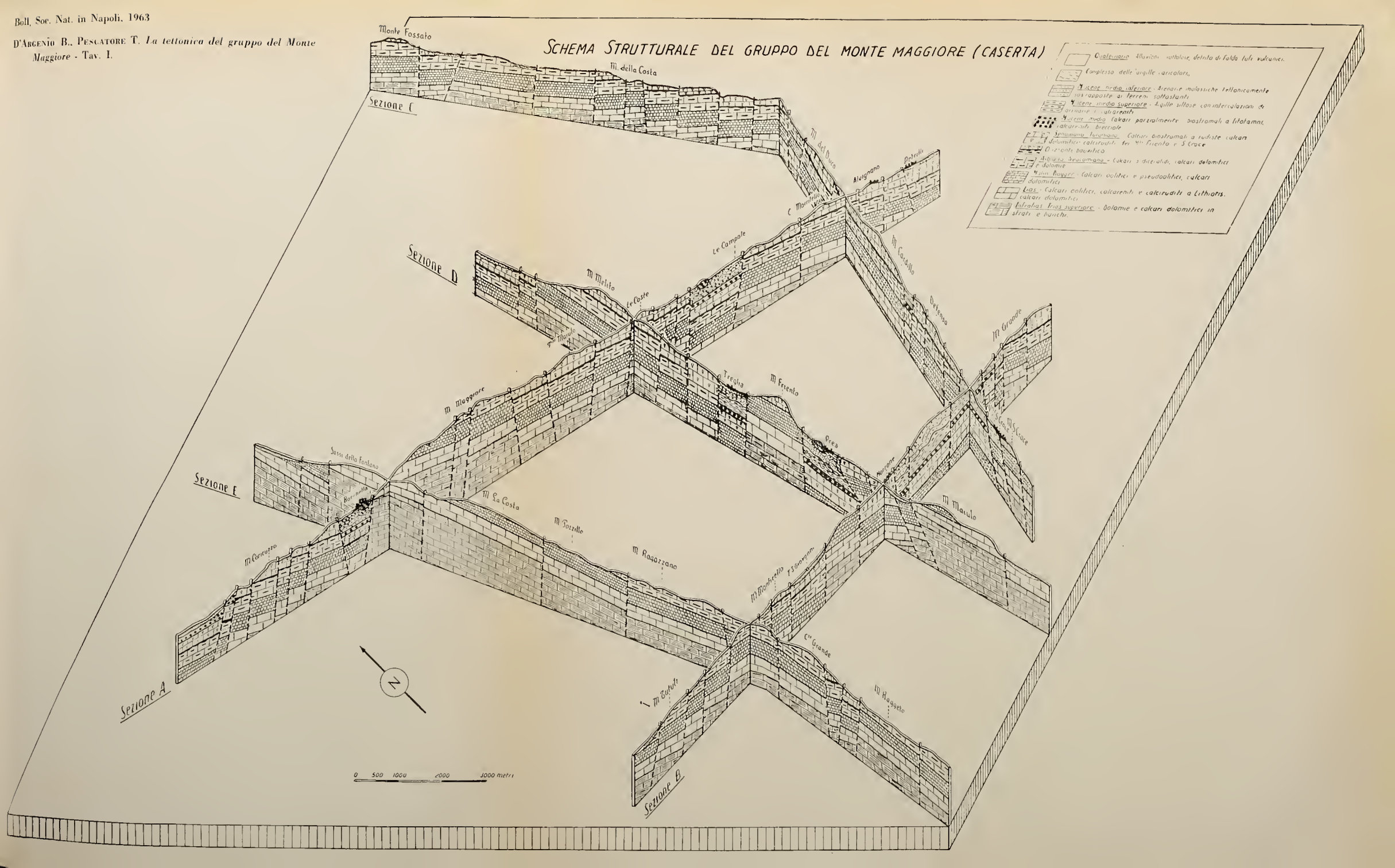
Per quanto riguarda l'età precisa di questi primi fatti traslativi, prodromi del più intenso sollevamento della nostra zona, non abbiamo elementi che ci permettano di determinarla con maggiore approssimazione (tardo tortoniana o post-tortoniana) di quanto abbia fatto Ogniben.

Nel finitimo gruppo del Taburno è stata possibile ad uno di noi (D'Argenio, 1963) distinguere e datare una prima fase « preorogenetica », di età tardo miocenica, in cui si verificarono fatti gravitativi che hanno sovrapposto tettonicamente al Mesozoico coltri di arenarie molassiche e A. V., con lo stesso meccanismo illustrato da Ogniben (1957, 1958); una seconda fase orogenetica di compressione di età tardomiocenica-infrapliocenica con la formazione di dorsali allungate da est a ovest e limitate a nord da faglie inverse e locali sovrascorri-


E (CASERTA)
Quaternario - Alluvioni ciottolose, detrito di falda, tufi vulcanici.
Complesso delle "argille varicolori".
Miocene medio inferiore - Arenarie molassiche tettonicamente sovrapposte ai terreni sottostanti.
Miocene medio superiore - Argille siltose, con intercalazioni di arenarie e calcareniti
Miocene medio - Calcari parzialmente biostromali a litotamni, calcareniti, brecciole
Senoniano Turoniano - Calcari biostromali a rudiste calcari dolomitici; calcirudite del Mte Friento e S. Croce.
Orizzonte bauxitico.
Albiano Neocomiano - Calcari a diceratidi, calcari dolomitici e dolomie
Malm-Dogger - Calcari oolitici e pseudoolitici, calcari dolomitici
Lias - Calcari oolitici, calcareniti e calcirudite a Lithiotis. calcari dolomitici.
Infralias Trias superiore - Dolomie e calcari dolomitici in strati e banchi.
M Grande
S. Croce
M. S. Croce
Maulo

Boll. Soc. Nat. in Napoli, 1963

D'Argenio B., Pescatore T. *La tettonica del gruppo del Monte Maggiore* - Tav. I.



menti; una terza fase di sollevamento, di età medio pliocenica; una fase finale di rilassamento tardopliocenica (e forse anche pleistocenica), che oblitera, con faglie distensive d'andamento appenninico e tirrenico, la iniziale tettonica di compressione. Possiamo pertanto ritenere con buona approssimazione non improbabile una comunanza e una contemporaneità di vicende tettoniche.

Nel Taburno, queste fasi sono più chiaramente ricostruibili nella loro successione, mentre al M. Maggiore risulta particolarmente evidente la fase finale di distensione con allineamenti di faglie appenniniche e tirreniche che hanno giocato un importante ruolo morfologico (tettonica di « tipo finale »).

La seconda fase di compressione è però ancora visibile agli estremi meridionali (M.ti Maiulo, Forca, Caruso, M.te Friento) e settentrionali (M.ti di Pietravairano) del gruppo.

Possiamo pertanto supporre anche nella evoluzione tettonica recente del M. Maggiore quattro momenti elementari.

La fase distensiva ha obliterato molte linee di compressione: ad esempio sul bordo nord della dorsale settentrionale, dove molti elementi fanno ritenere possibile una iniziale linea di compressione.

Pertanto il gruppo di M. Maggiore rappresenta nell'Appennino campano un « complesso strutturale », caratterizzato principalmente da linee disgiuntive semplici e regolari e da limitate zone di intenso disturbo.

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, marzo, 1963.

RIASSUNTO

Dopo un breve riepilogo stratigrafico si esamina dettagliatamente la tettonica del gruppo del M. Maggiore, riconoscendovi alcune unità strutturali elementari che, nell'insieme, caratterizzano nello stile rigido del Mesozoico campano, un tipo di tettonica in cui predominano le dislocazioni distensive a linee semplici, e in cui i fatti dovuti a compressione sono presenti solo sugli estremi bordi meridionale e settentrionale.

Seguono alcune considerazioni sulla paleogeografia della regione e sulla successione degli eventi tettonici recenti.

SUMMARY

After short stratigraphic accounts, we examine in detail the tectonic of the « Gruppo del Monte Maggiore », and we acknowledge some elementary structural unities, which characterize in chief rigid style of the Mesozoic of Campania, a kind of tectonic where distension simple-lines dominate, and where compression lines are present only on the extreme southern northen limits.

There are then some considerations about the paleogeography of that region and about the succession of the recent tectonic events.

BIBLIOGRAFIA

BASSANI F., *Il calcare a nerinee di Pignataro Maggiore in prov. di Caserta*. « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 2, **4**, pp. 199-205. Napoli, 1890.

CASSETTI M., *Relazione sui lavori eseguiti nella valle del Volturno nell'anno 1893*. « Boll. Com. Geol. d'It. », **25**, pp. 258-274, fig. 1. Roma, 1894.

CASSETTI M., *Sul rilevamento geologico di alcune parti dell'Appennino; eseguito nel 1896*. « Boll. Com. Geol. d'It. », **28**, pp. 347-371, tav. 1. Roma, 1897.

D'ARGENIO B., *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano*. « Mem. Soc. Geol. », **4**. Bologna 1962.

D'ARGENIO B., *Lineamenti tettonici del Gruppo del Taburno*. « Atti Acc. Pontaniana ». Napoli, 1963.

D'ARGENIO B. e PESCATORE T., *Stratigrafia del Mesozoico nel gruppo del Monte Maggiore (Caserta)*. « Boll. Soc. Natural. », **71**, pp. 55-60, tav. 1. Napoli, 1963.

DE CASTRO P., *Il Giura-Lias dei Monti Lattari, e dei rilievi ad W della Valle dello Irno e della Piana di Montoro*. « Boll. Soc. Natural. », **71**, pp. 1-34, tav. 16. Napoli, 1962.

DEECKE W., *Zur Geologie von Unteritalien. 4. Das System des M. Maggiore bei Pignataro in Campanien*. « Neues Jahrb. f. Min. etc. », **1**, pp. 51-57, tav. 1. Stuttgart, 1893.

FRANCO P., *Di alcuni fossili giuresi che occorrono nel calcare giurese di Visciano (prov. di Caserta)*. « Rend .Acc. Sc. fis. e mat. », s. 1, **24**, pp. 30-34. Napoli, 1885.

MARANELLI A., *I giacimenti bauxitici del Sannio*. « Boll. Soc. Natural. », **50**, pp. 183-193. Napoli, 1939.

MONTAGNA C., *La generazione della terra metodicamente esposta*. Negri, vol. in 8°, pp. 479, tavv. 50. Torino, 1884.

OGNIBEN L., *Flysch miocenico autoctono e parautoctono e argille scagliose alloctone nella zona di Caiazzo (Caserta)*, « Boll. Soc. Geol. It. », **75**, f. 3, pp. 169-179, figg. 3, Roma, 1957.

OGNIBEN L., *Stratigrafia e microfaune del Terziario nella zona di Caiazzo*. « Riv. Ital. Pal. e Strat. », **64**, n. 2, pp. 89-142, tab. 6; n. 3, pp. 199-286, tavv. 8, Bologna, 1958.

PESCATORE T. e VALLARIO A., *La serie mesozoica nel gruppo del Monte Maggiore (Caserta)*. « Mem. Soc. Geol. Ital. », **4**. Bologna, 1963.

SARTONI S. e CRESCENTI U., *La zona a Palaeodasycladus mediterraneus (PIA) nel Lias dell'Appennino meridionale*. « Giorn. di Geol. », s. 2, **27**, pp. 1-23. tavv. 3, figg. 2. Bologna, 1959.

SARTONI S. e CRESCENTI U., *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale*. « Gior. di Geol. », s. 2, **29**. Bologna, 1962.

SCARSELLA F., *Sulla presenza del Lias nell'Isola di Capri*. « Rend. Acc. Sc. fis. mat. », s. 4, **28**, pp. 391-394. Napoli, 1961.

Selli R., *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. « Giorn. di Geol. », s. 2, **26**, pp. 1-54, tavv. 9. Bologna, 1957.

Selli R., *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia Meridionale*. « Mem. Soc. Geol. Ital. », **3**, pp. 737-789, tav. 1. Pavia, 1963.

Sgrosso I., *Il Paleocene a Pietravairano*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **72**, Napoli, 1963.

Ufficio Geologico, *Carta geologica d'Italia, 1:100.000, Caserta* (*F. 172*), rilev. da M. Cassetti e P. Moderni. Novara, 1912.

Brecce di disseccamento intraformazionali (*edgewise breccias*) nel Cretacico inferiore del Matese

Nota del socio BRUNO D'ARGENIO

(Tornata del 31 maggio 1964)

Nello scorso anno avevo segnalato, a tetto delle bauxiti della Regia Piana, nel Matese orientale (F. 162, III SO), la presenza di impronte di disseccamento (*sun cracks*) e mi ero soffermato ad illustrarne le caratteristiche genetiche e il significato ambientale (D'Argenio, 1962 a).

Successivamente ho rinvenuto anche nei *calcari ad ittioliti* del Matese, alla Civita di Pietraroia, località ben nota per le ricche faune di vertebrati fossili, questi poligoni di disseccamento, associati a brecce intraformazionali di tipo speciale (*edgewise breccias* della letteratura anglo-americana).

Per l'interesse che presentano tali strutture sedimentarie, desidero segnalarle ed illustrarle brevemente, rimandando ad un lavoro di maggiore impegno l'esame sedimentologico e paleoambientale dei *calcari ad ittioliti*.

Gli elementi delle brecce intraformazionali che vanno sotto il nome di « *edgewise breccias* », derivano dallo smantellamento di superfici disseccatesi per un momentaneo ritiro delle acque e sono sempre di trasporto molto limitato, in modo che non si verificano fenomeni di arrotondamento.

Queste brecce di disseccamento non sono associate a deformazioni contemporanee ma si rinvengono insieme a zone disseccate e ad altre strutture caratteristiche delle linee di riva.

Pertanto esse non indicano alcuna notevole lacuna nella sedimentazione (Pettijohn, 1957).

Le « *edgewise breccias* » sono sempre in livelli sottili, gli elementi sono piatti e monogenici.

A volte però possono essere anche in relazione con piegamenti subaquei, con strati gradati o con scogliere o possono, in casi particolari essere prodotte da correnti di torbidità (NATLAND e KUENEN, 1951).

È evidente che queste ultime ipotesi genetiche non sono adatte al nostro caso.

Le brecce intraformazionali della Civita di Pietraroia sono formate da elementi poligonali appiattiti, di dimensioni variabili tra i pochi millimetri e i 4-5 cm. di lato e si rinvengono intercalate in esili livelli nei calcari sublitografici che costituiscono il litotipo fondamentale dei *calcari ad ittioliti*.

Gli elementi di queste brecce si presentano per lo più silicizzati, ma vi sono anche elementi francamente calcarei ed altri in cui la silicizzazione è avvenuta solo parzialmente.

Le brecce sono originate dal rimaneggiamento intraformazionale di superfici disseccate di cui si rinvengono ancora pochi e limitatissimi affioramenti.

Sulle testate di alcuni strati infatti si possono osservare delle caratteristiche *sun cracks*, che hanno però dimensioni differenti da quelle descritte per la Regia Piana (D'ARGENIO, 1962 a); poichè mentre quelle sono alquanto più grandi, queste rientrano perfettamente nella media indicata da SHROCK (1948), (1).

Anche le superfici disseccate, come gli elementi delle brecce, sono quasi sempre silicizzate.

Altri elementi di differenza stanno nel contorno che qui è irregolarmente triangolare o trapezoidale, mentre alla Regia Piana i poligoni sono regolari ed esagonali; e nel profilo che qui è piatto, mentre alla Regia Piana è piano-convesso.

Il motivo di tali differenze può ricercarsi nella diversa granulometria del materiale disseccato e forse anche nel diverso ambiente in cui avvenne il disseccamento (D'ARGENIO, 1962 a).

Dal punto di vista ambientale risulta interessante l'associazione di queste due strutture: impronte di disseccamento e brecce intraformazionali.

Le impronte di disseccamento ben si accordano con le caratteri-

---

(1) Le dimensioni medie dei poligoni di disseccamento oscillerebbero tra i 2.5 e i 5 cm. di lato (SHROCK, 1948). Alla Civita di Pietraraia ho però successivamente rinvenuto anche altre superfici disseccate, indisturbate e non silicizzate, i cui poligoni sono ugualmente irregolari, ma hanno maggiori dimensioni (fino a 15-20 cm. di lato).

stiche ambientali dei *calcari ad ittioliti*, così come sono state sommariamente descritte (D'Argenio, 1962 b). Infatti tali strutture furono originate da una breve emersione che permise l'essiccamento del fango calcareo del fondo. Ciò fu possibile agevolmente in acque calme e molto basse, quali dovevano essere quelle in cui andavano depositandosi i *calcari ad ittioliti* (ambiente lagunare).

Il rimaneggiamento dei poligoni invece rappresenta un elemento perturbatore in questo ambiente normalmente calmo, e sta ad indicare un saltuario rapporto col mare aperto.

RIASSUNTO

Si segnala la presenza di brecce di disseccamento intraformazionali nei calcari ad ittioliti del Cretacico inferiore del Matese orientale; se ne descrivono le caratteristiche e se ne illustra brevemente il significato ambientale.

SUMMARY

Edgewise breccias in lower cretaceous *calcari ad ittioliti* of eastern Matese are pointed out and described. and their paleoenvironmental significance is shortly outlined.

BIBLIOGRAFIA

Cox G. H. e Dake G. L., 1916, *Geological criteria for determining the structural position of sedimentary beds.* « Bull. Missouri Univ. School Mines », **2**, f. 4. pp. 1-59.

D'Argenio B., 1962 a, *Impronte di disseccamento (sun cracks) nelle bauxiti del Matese.* « Boll. Soc. Nat. in Napoli », **71**, pp. 90-102, tavv. 2. Napoli, 1963.

— 1962 b, *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano.* « Mem. Soc. Geol. it. », **4**, pp. 57, figg. 10, tavv. 8, Bologna, 1963.

D'Erasmo G., 1914, *La fauna e l'età dei calcari ad ittioliti di Pietraroia (Prov. di Benevento).* « Paleont. Ital. », **20**, pp. 29-86, tavv. 7; **21**, p. 59-112, tavv. 6, Pisa 1914-1915.

Dumbar C. C. e Rodgers J., 1959, *Principles of Stratigraphy.* New York, Wiley and Sons.

Faibridge R. W., 1946, *Submarine slumping and location of oil bodies.* « Bull. Am. Ass. Petr. Geol. », **30**, pp. 84-92, Tulsa.

Fenton C. L. e Fenton M. A., 1937, *Belt series of the north: stratigraphy, sedimentation, paleontology.* « Bull. Soc. Geol. of America », **48**, pp. 1873-1890.

Field R. M., 1916, *A preliminary paper on the origin and classification of intraformational conglomerates and breccias.* « Ottawa Naturalist », **30**, pp. 29-36. 47-52 e 58-66.

FOERSTE A. F., 1917, *Intraformational pebbles in the Richmond Group, at Winchester, Ohio.* « Journ. of Geol. », **25**, p. 304.

HYDE J. E., 1908, *Dessication conglomerates in the Coal Measures limestones of Ohio.* « Am. Journ. of Sc. », serie 4, **25**, pp. 400-408.

LEITH C. K., 1925, *Silicification of erosional surfaces.* « Econ. Geol. », **20**, pp. 513-523.

KINDLE E. M., 1917 a, *Some factors affecting the development of mud craks.* « Journ. of Geol. », **25**, pp. 1-56.

— 1917 b, *Diagnostic characteristics of marine clastics.* « Bull. Geol. Soc. of Am. », **28**, pp. 905-916.

KINDLE E. M. e COLE C. H., 1938, *Some mud crack experiments.* « Geol. Meere und Binnengewässer », **2**, (2), pp. 278-283.

MC KEE E. D., 1945, *Cambrian history of the Grand Canyon region*: part. I. *Stratigraphy and Ecology of the Grand Canyon Cambrian.* « Carnegie Inst. Publ. n. 563 », pp. 65-70. Washington.

— 1954, *Stratigraphy and history of the Moenkopi formation of Triassic age.* « Mem. Geol. Soc. of America », n. 61.

PETTIJOHN F. J., 1957, *Sedimentary Rocks.* New York, Harper & Brothers.

NATLAND M. L. e KUENEN P. D., 1951, *Sedimentary history of the Ventura Basin, California, and the action of turbidity currents.* « Soc. Econ. Paleont. and Min. », spec. publ. n. 2, pp. 76-107.

NORTON W. H., 1920, *Wapsipinicon breccias of Jowa.* « Jowa Geol. Survey », **27**, pp. 355-547.

TWENOFEL W. H. e COLLABORATORI, 1932. *Treatise on Sedimentation.* Baltimore, The Williams and Wilkins Co.

WALCOTT C. D., 1894, *Paleozoic intra-formational conglomerates.* « Bull. Soc. Geol. of America », **5**, pp. 191-198.

TAVOLA I.

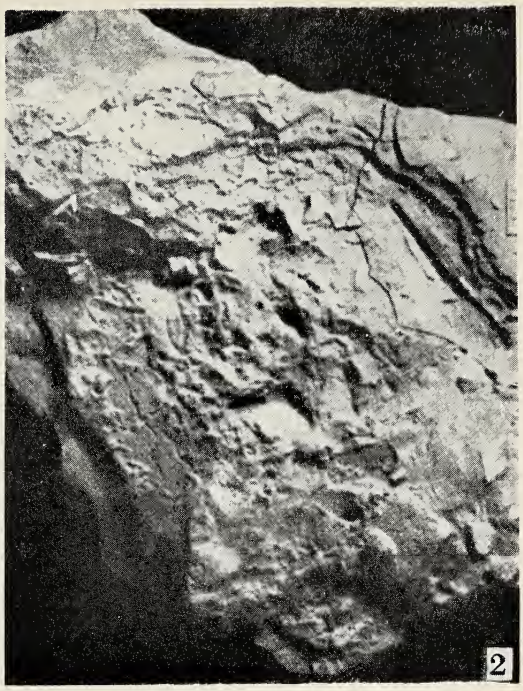
Fig. 1. — Civita di Pietraroia, località Le Cavere, *calcari ad ittioliti*. Impronte di disseccamento sulla superficie di uno strato. I poligoni di disseccamento sono conservati solo nella parte superiore del campione; in basso si può osservare il riempimento delle fessure in rilievo. Un terzo circa della grandezza naturale.

Fig. 2. — Civita di Pietraroia, località Le Cavere, *calcari ad ittioliti*. Brecce di disseccamento (edgewise breccia) nel corpo di uno strato. Gli elementi, provenienti dalle superfici disseccate sono silicizzati e sono stati messi in evidenza dalla dissoluzione del calcare. Un terzo circa della grandezza naturale.

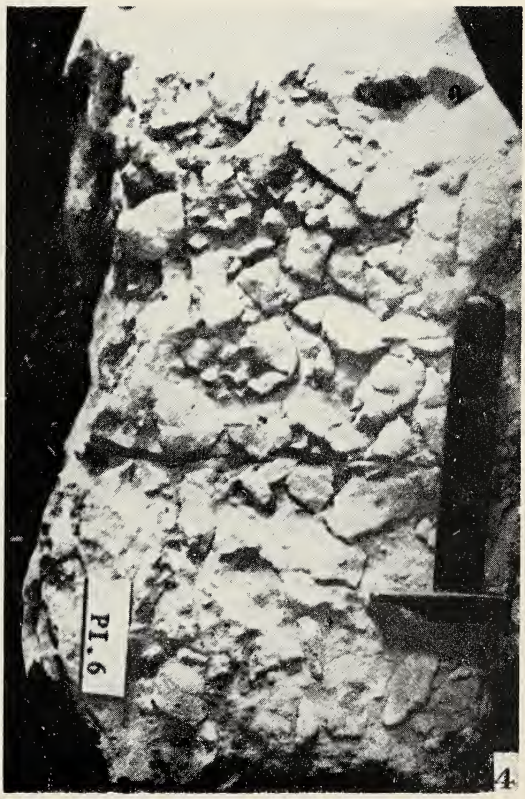
Fig. 3. — Civita di Pietraroia, località le cavere, *calcari ad ittioliti*. Breccia di disseccamento (*edgewise breccia*) ad elementi calcari (il campione è leggermente ingrandito).

Fig. 4. — Civita di Pietraroia, località Le Cavere, *calcari ad ittioliti*. Breccia di disseccamento (*edgewise breccia*) ad elementi parzialmente silicizzati. Il campione è leggermente impiccolito.

1


2

3


PI. 6
4

Kilianina PFENDER ed Orbitammina BERTHELIN (?) (Foraminifera) nella zona a Pfenderina (Batoniano) dell'Appennino meridionale (*)

Nota del socio PIERO DE CASTRO

(Tornata del 31 maggio 1963)

Le ricerche biostratigrafiche che l'Istituto di Paleontologia conduce sui gruppi montuosi dell'Appennino meridionale hanno permesso di esaminare nuovo materiale proveniente dai livelli giurassici di facies neritica dei Monti Lattari (Penisola sorrentina) (DE CASTRO P., 1962).

I dati emersi si aggiungono a quelli precedentemente resi noti confermando l'età (Batoniano) già supposta per la zona a *Pfenderina* (DE CASTRO P., 1962, 1963).

Lo studio di numerose sezioni sottili relative a campioni dei predetti livelli, provenienti dai dintorni di Positano (località: i Cannati), ha permesso infatti di riscontrare, tra l'altro, numerosi esemplari di *Kilianina blancheti* PFENDER ed altri riferibili, probabilmente, ad *Orbitammina elliptica* D'ARCHIAC; riferisco solo dubitativamente alcuni esemplari a quest'ultima specie a causa del loro cattivo stato di conservazione e del numero ridotto degli individui osservati.

Il materiale che ha fornito le specie citate è rappresentato da una calcarenite grigio scura, lievemente marnosa, fetida alla percussione, contenente la seguente associazione:

Pfenderina salernitana SARTONI e CRESCENTI
Pfenderina sp.
Meyendorffina bathonica AUROUZE e BIZON
Kilianina blancheti PFENDER
(?) *Orbitammina elliptica* D'ARCHIAC
Pseudochrysalidina sp. (?)

(*) Lavoro eseguito col contributo del C.N.R.

Ammobaculites sp.
Pseudocyclammina sp.
Trocholina sp.
Valvulinidae
Thaumatoporella parvovesiculifera (Raineri)
dasicladacee, probabili codiacee, esacoralli.

La presenza, nella zona a *Pfenderina*, di livelli con *Meyendorffina bathonica* e, probabilmente, con *Orbitammina elliptica* riveste una notevole importanza; riferendosi al bacino di Parigi, Maync (1961), infatti, scrive: « *Dans tous les sondages effectués dans le bassin de Paris où Orbitammina elliptica fut trouvée, elle est strictement limitée aux calcaires du Bathonien supérieur (zone à Clydoniceras discus) et elle y est toujours associée à Meyendorffina bathonica* Aurouze et Bizon *qui est cependant beaucoup plus commune... l'apparition de Meyendorffina bathonica et d'Orbitammina elliptica constitue un repère constant et important pour fixer le toit du Bathonien supérieur* ».

La presenza di *Kilianina blancheti*, non ancora segnalata, mi sembra, in queste zone dell'Appennino, costituisce una ulteriore conferma a quanto sopra; questa specie, che ricorre frequente nel Batoniano di Francia (Dufaure, 1958; Nouet, 1958; Aurouze et Bizon, 1958), compare spesso, infatti, nelle stesse associazioni contenenti sia *Meyendorffina* che *Orbitammina* (Aurouze et Bizon, 1958).

Napoli, Istituto di Paleontologia, Maggio 1963.

RIASSUNTO

Viene segnalata, nei Monti Lattari (Penisola Sorrentina), la presenza di *Kilianina blancheti* Pfender e di forme attribuibili, forse, al genere *Orbitammina* Berthelin. Questi dati confermano l'età (Betoniano) già assegnata dallo scrivente ai livelli giurassici con *Pfenderina*.

SUMMARY

Kilianina blanchetti Pfender and specimens perhaps referring to *Orbitammina* Berthelin are pointed out in Monti Lattari (Penisola sorrentina). By this way is confirmed the age (Bathonian) asribed jet, by the Author, to jurassic levels with *Pfenderina*.

BIBLIOGRAFIA

Aurouze *G. et Bizon* J. J.
1958 *Rapports et différences des deux genres de foraminifères: Kilianina* Pfender *et Meyendorffina n. gen.* Rev. Micropaléont., vol. 1, n. 2, pp. 67-74, fig. 1, tavv. 3, Paris.

De Castro P.

1962 *Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della valle dell'Irno e della Piana di Montoro.* Boll. Soc. nat. in Napoli, vol. 71, anno 1962, pp. 34, figg. 5, tavv. 19. Napoli.

1963 *Sulla presenza del Giura (Dogger e Malm) nei Monti Aurunci.* Boll. Soc. nat. in Napoli, vol. 71, anno 1962, pp. 16-19, tavv. 4. Napoli.

Dufaure P.

1958 *Contribution a l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien, de l'Aquitaine à la Provence.* Rev. Micropaléont., vol. 1, n. 2, pp. 87-115, fig. 1, tavv. 6. Paris.

Garrot H., Lacassagne R. et Nouet G.

1959 *Caractères microstratigraphiques du Dogger des Ardennes et liaison avec certains sondages de Normandie.* Rev. de Micropaléont., vol. 1, n. 4, pp. 200-216, figg. 3, tav. 1. Paris.

Maync W.

1961 *Note sur le genre Orbitammina (foraninifère) et sa repartition stratigraphique.* Rev. Micropaléont., vol. 4, n. 1, pp. 7-16, fig. 1, tavv. 2. Paris.

Nouet G.

1958 *Caractères stratigraphiques et micropaléontologiques du Bathonien, de la basse Normandie au Boulonnais.* Rev. Micropaléont., vol. 1, n. 1, pp. 17-21, tavv. 2. Paris.

Pfender J.

1933 *Sur un foraminifère nouveau du Bathonien des montagnes d'Escreins (Hautes-Alpes). Kilianina blancheti nov. gen., nov. sp.* Ann. Univ. Grenoble, n.s., Sect. Sc. et Méd., vol. 10, n. 1-2, pp. 243-252, tavv. 3. Grenoble.

Sartoni S. e Crescenti U.

1962 *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale.* Giornale di Geologia, ser. 2, vol. 29, pp. 161-302, una tabella, tavv. 4-2. Bologna.

TAVOLA I

Fig. 1. — (?) *Orbitammina elliptica* (D'Archiac), sezione obliqua. Preparato: 556.15.

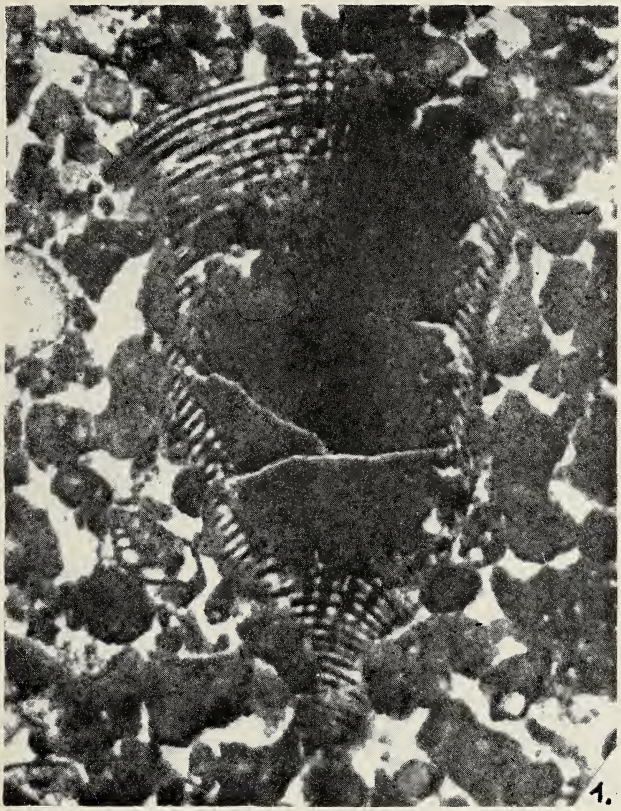
Fig. 2. — (?) *Orbitammina elliptica* (D'Archiac), sezione trasversale. Preparato: 556.28.

Fig. 3. — *Kilianina blancheti* Pfender, sezione longitudinale subassiale. Preparato: 556.28.

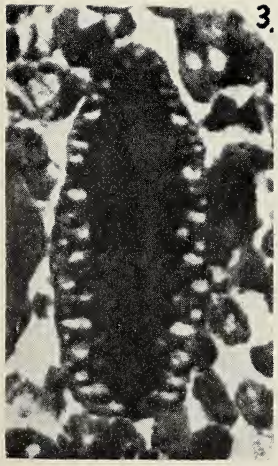
Fig. 4. — *Kilianina blancheti* Pfender, sezione longitudinale obliqua. Preparato: 556.15.

Fig. 5. — *Kilianina blancheti* Pfender, sezione trasversale. Preparato: 556.18.

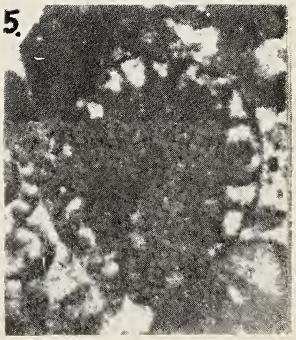
Per tutti gli esemplari:
Ingrandimento: 26.7 ×.
Località: I Cannati (tav.: 197 IV NW, Positano).
Età: Batoniano.


1.

2.


3.

4.


5.

Osservazioni stratigrafiche e tettoniche sul Cretacico dei monti di Caserta (*)

Nota del socio ANTONINO IETTO

(Tornata del 28 Giugno 1963)

1. — Premessa.

Oggetto delle osservazoni esposte nel presente lavoro, sono le formazioni cretaciche che costituiscono quasi tutti i rilievi circostanti Caserta e compresi, precisamente, tra Nola, S. Agata dei Goti, Formicola e Caserta.

La bibliografia relativa, anche se scarsa nel complesso, data comunque a partire dal 1867 con i lavori di G. Tenore (1867-1872) [22-23]. Ritroviamo successivamente i lavori di M. Cassetti (1894-95-1913) [2-3-4], al quale è anche dovuto il primo rilevamento della zona, e Parona (1901-18) [16-17]. Tra gli autori più recenti, si ricordano B. D'Argenio (1962) [5], B. D'Argenio e T. Pescatore (1962) [6], A. Ietto (1963) [12] al quale è anche dovuto l'ultimo rilevamento dei dintorni di Caserta [20], A. Ietto e I. Sgrosso (1963) [13] ed I. Sgrosso (1963) [21].

Dal punto di vista geologico, l'area presa in esame, presenta delle serie calcareo-dolomitiche mesozoiche, continue dall'Infralias al Cretacico, le quali costituiscono le zone più rilevate. Le zone pedemontane risultano invece costituite prevalentemente da terreni terziari in facies di flysch arenaceo-argilloso con estese coperture di materiali piroclastici ed alluvioni.

Le serie mesozoiche presentano, dall'Infralias al Giura superiore, facies piuttosto monotone, calcareo-dolomitiche o calcaree, con depositi

---

(1) La presente nota si inquadra nei lavori di aggiornamento e rilevamento della Carta geologica d'Italia, condotti sotto la direzione scientifica del Prof. Francesco Scarsella, direttore dell'Istituto di geologia dell'Università di Napoli. In parte è stata anche svolta con contributi del C.N.R.

di tipo neritico. Denotano cioè un ambiente di sedimentazione piuttosto costante nel tempo con caratteristiche del tutto simili a quello in cui si sono depositate le serie coeve della penisola sorrentina e del gruppo dei Picentini [8].

Durante il Cretacico inferiore, però, tale ambiente di sedimentazione subisce una notevole evoluzione, specie nelle aree subito a nord di Caserta. La litologia delle serie corrispondenti mostra, infatti, gli effetti di condizioni di forti instabilità batimetriche (calcari conglomeratici monogenici ad elementi e cemento coevi), le quali poi, nel Cretacico medio, culminano nell'emersione delle zone a settentrione del Volturno (gruppo del monte Maggiore). In conseguenza di ciò, quindi, l'area in esame presenta, dal Cretacico inferiore al Turoniano, ambienti di sedimentazione notevolmente diversi tra loro, i quali, comunque, possono essere distinti in due principali: uno settentrionale sede di notevole instabilità del fondo e caratterizzato da momenti di parossismo tettonico nel Cretacico medio (emersione del gruppo del monte Maggiore) con tutti i fenomeni ad esso connessi (formazione di bauxite sulle zone emerse e conglomerati poligenici ai bordi di esse) ed uno meridionale dove le condizioni di sedimentazione permangono pressocchè eguali a quelle dei periodi più antichi e che risente solo occasionalmente (formazione degli ammassi di brecce intraformazionali di contrada Palombara) dei fenomeni che si succedono più a nord. Col Cretacico superiore (Turoniano-Senoniano p.p.) sia per l'ambiente settentrionale che per quello meridionale si ripristinano condizioni eguali di sedimentazione (calcari detritici a *Cisalveolina*, livelli biostromali a Rudiste s.s.).

Per comodità di esposizione, indichiamo rispettivamente questi due ambienti con i termini di: « Zona meridionale » e « Zona settentrionale ».

2. — Stratigrafia.

Zona meridionale

(Fig. 2. - Serie di M. S. Angelo)

Questa zona comprende tutti i rilievi a S e SE della piana di Valle di Maddaloni. Qui i sedimenti del Cretacico, in facies neritica, sono generalmente costituiti, salvo rare intercalazioni dolomitiche, da calcareniti e calcilutiti di colore prevalente avana o grigio chiaro con resti frequenti di diceratidi, nerinee ed acteonidi, specie nella parte media e inferiore della serie. A questi fossili vanno via via

sostituendosi verso l'alto le Rudiste s.s. le quali, nella porzione sommitale, diventano tanto abbondanti da dare luogo a facies semicostruite (Turoniano-Senoniano).

La serie, però, dei terreni cretacici, con una potenza di circa 1000 metri, presenta nell'insieme una certa monotonia, la quale viene interrotta soltanto da alcuni livelli tipici e di facile riconoscimento in campagna: livello ad *Orbitolina* (Aptiano); calcari a *Cisalveolina* (Turoniano); livelli biostromali a Rudiste s.s. (Turoniano-Senoniano).

In alcuni affioramenti della serie cretacica, poco al di sotto dei calcari a *Cisalveolina*, si osservano ammassi di « brecce intraformazionali » [11], ad elementi dolomitizzati e cemento dolomitico. Tali brecce sono osservabili, nel loro migliore affioramento, in contrada Palombara, nei rilievi al limite nord-occidentale della tavoletta Nola. La formazione ha uno spessore massimo sui 20 metri ed include elementi con diametro da pochi centimetri fino 1-2 metri.

Lo studio delle microfacies della serie cretacica, ha permesso di osservare come l'intera successione dei terreni risulti ricca di foraminiferi, ostracodi ed alghe.

Per il Cretacico inferiore, tra i foraminiferi, si riscontra l'abbondanza di Miliolidi cui si accompagnano Orbitolinidi, Valvulinidi, Textularidi. Alcuni rappresentanti di queste famiglie assumono importanza stratigrafica soltanto in considerazione dell'abbondanza o meno dei propri individui in alcuni livelli. Così, mentre, per esempio, le Cuneoline primitive (*C. scarsellai*, *C. camposauri*) sono esclusive o quasi di tutto il Cretacico inferiore, *Orbitolina* assume notevole importanza stratigrafica a causa di un suo particolare addensamento di individui in un piccolo intervallo di pochi metri, pur essendo più ampia la sua distribuzione. È questo il « livello ad *Orbitolina* » Auctorum.

Le alghe, sempre nel Cretacico inferiore, assumono una grande importanza. Sono infatti indicative per alcuni generi determinate specie e per altri generi le quantità con cui si presenta una specie determinata. È quest'ultimo, per esempio, il caso di *Salpingoporella annulata* che, per quanto presente già nei livelli giurassici, la sua ricorrenza in numerosi individui nei livelli del Cretacico, indica generalmente terreni più antichi o al più coincidenti col Barremiano. Una maggiore importanza, a causa della sua ben localizzata distribuzione stratigrafica, ha *Salpingoporella dinarica* abbracciante, secondo Radoicic, un intervallo compreso tra il Barremiano e l'Aptiano. Le dasycladacee permettono poi, in particolare, di localizzare delle

altezze stratigrafiche molto precise com'è, per esempio, il caso di *Neomacroporella cretacica* SARTONI e CRESCENTI.

Come si rileva per i macrofossili, anche in microfacies, è difficile, come per tutti i terreni di transizione, stabilire quale sia il limite tra Cretacico inferiore e Cretacico superiore. Lo stato attuale delle conoscenze ci consente di porlo in un punto imprecisato di un intervallo compreso tra la estremità superiore della zona a *Salpingoporella dinarica* ed i primi livelli cenomaniani a *Sellialveolina viallii* [4].

La successione microfaunistica che segue la zona a *Salpingoporella dinarica*, per quanto abbia caratteri propri che la differenziano dai livelli sottoposti, presenta comunque uno spessore sensibile in cui difficilmente si riescono a rintracciare livelli caratteristici, come, per esempio, i livelli a *Barkerina*. A questo spessore di successione distinto da CRESCENTI e SARTONI [18] come « cenozona a *Cuneolina pavonia parva* », seguono i livelli a *Sellialveolina viallii* e quindi quelli a *Cisalveolina*, riferiti rispettivamente al Cenomaniano ed alla base del Turoniano. Col Turoniano, la comparsa di forme nuove (*Dicyclina schlumbergeri*) e l'affermarsi di forme che, se già presenti, erano molto poveramente rappresentati (foraminiferi a guscio calcareo perforato, *Aeolisaccus kotori*, *Taumatoporella parvovesiculifera*) rende agevole il riconoscimento dei piani successivi.

Zona settentrionale

Sono compresi nella zona settentrionale tutti i rilievi a NO della piana di Valle di Maddaloni fino alle propaggini meridionali del gruppo del monte Maggiore.

La successione dei terreni cretacici mostra una sedimentazione continua fino ai livelli biostromali a Rudiste s.s. (Turoniano-Senoniano) eccetto che nei rilievi più settentrionali e cioè Monte Raggeto e Costa di Monte Grande. Qui la normale successione presenta una lacuna mediocretacica marcata da un livello di bauxite di spessore dai 60-70 cm. fino ad oltre i 2 metri. I calcari a letto della bauxite sono dei calcari grigi o nocciola ricchi di requienie e gasteropodi e di età compresa tra l'Albiano ed il Cenomaniano (probabile Albiano) (2). A tetto della bauxite, invece, a Costa di Monte Grande, poggiano dei calcari detritici o compatti rossastri con banchi di

(2) Questi, infatti, a Costa di Monte Grande presentano, in microfacies, la seguente associazione: Miliolidi, Textularidi, Lituolidi, grandi Valvulinidi, *Nummoloculina*, *Cuneolina pavonia*, gasteropodi, gusci di lamellibranchi. Al Monte Raggeto: grandi

dolomia grigia saccaroide e calcari dolomitici. Questi passano superiormente a calcari biancastri o rosati compatti i quali contengono, ad una distanza di circa 70 metri dalla bauxite, numerosi livelli a *Cisalveolina* e coralli (Turoniano inferiore) (3).

Ma, oltre che per la presenza dello jatus mediocretacico, presente, per altro, solo nei rilievi situati al limite nord dell'area in esame, le successioni dei terreni cretacici della zona settentrionale si differenziano notevolmente da quelle della zona meridionale per i seguenti altri motivi:

a) scomparsa del livello ad *Orbitolina*, pur restando presenti alla medesima altezza stratigrafica (4) ed in alternanza ai calcari (5), i livelli argillosi conglomeratici verdi che ad esso si accompagnano (Monte S. Michele, Vallone Starza, Monte Castello di Castel Morrone ecc.); presenza nel Cretacico inferiore di livelli di calcari conglomeratici monogenici in cemento calcareo marnoso verdino, ad elementi e cemento con faune coeve (Monte S. Michele presso Maddaloni, Colle Pentime ecc.); presenza nel Cretacico superiore, al di sotto dei calcari a *Cisalveolina*, di bancate di calcari conglomeratici poligenici con elementi di varia età (Lias - Giura) e di grandezza variabile fino ai 10-15 cm. massimo e con cemento calcarenitico (Monte Calvi, Monte Cerreto ecc.); episodi bioermali a grosse radioliti, coralli ed alghe nel Cretacico superiore del Monte Calvi.

Tutte queste situazioni, pur non presentandosi in un'area definibile, sono comunque osservabili più frequentemente nei rilievi che costituiscono la parte sud della zona settentrionale, tra Maddaloni e Castel Morrone (fig. 2, serie di Monte Calvi);

Valvulinidi, Orbitolinidi, *Nummoloculina*, *Quinqueloculina*, *Cuneolina pavonia*, *Cuneolina cf. camposauri*, Ostracodi, Coralli, *Taumatoporella*, frustuli di Caracee.

(3) Per quanto compreso tra la bauxite ed i calcari a *Cisalveolina* non si hanno elementi per poter datare con precisione, data la microfacies poco indicativa rinvenuta nei calcari: Ostracodi, Miliolidi, Oftalmididi ecc. Al Monte Raggeto, a tetto della bauxite, si estende per un breve tratto (7-8 metri di spessore) la stessa successione di Costa di Monte Grande. La tettonica e la estesa copertura non consentono, però, di seguire l'intera successione dei sedimenti che poggiano sulla bauxite.

(4) Infatti, le microfacies dei calcari che succedono, in serie, alla zona con alternanze di livelli verdi aegilloso-conglomeratici, mettono in evidenza: numerosi foraminiferi, tra i quali, oltre a *Cuneolina pavonia* ed a *Barkerina*, sono presenti forme appartenenti per lo più alle famiglie delle *Textularidae*, *Miliolidae*, *Valvulinidae*, *Lituolidae*, *Ophtalmididae* ecc.; dasycladacee; resti di lamellibranchi e gasteropodi. Si rinvengono, cioè, le stesse associazioni che si ritrovano nei calcari delle serie della zona meridionale, poco al di sopra (40-50 m.) del tipico livello ad *Orbitolina*.

(5) Questi calcari, per altro, risultano spesso ricchi di orbitolinidi.

b) assenza sia del livello ad *Orbitolina* che dei livelli argilloso-conglomeratici verdi (Monte Virgo); i terreni del Cretacico inferiore costituiti prevalentemente da calcari conglomeratici monogenici (6) ad elementi e cemento con fauna coeva, con alternanze di calcari oolitici e raramente calcari detritici (Monte Virgo); abbondantissimi nel Cretacico superiore i calcari conglomeratici poligenici con ciottoli di varia età, in cemento calcarenitico (Monte Mesarinolo, Collina di S. Eligio - fig. 2, serie omonime); talora, forte diminuizione dei macrofossili specie nel Cretacico inferiore (Monte Virgo, Croce Santa ecc.), dove ai fossili solitamente presenti (diceratidi, nerinee ecc.) si sostituiscono talora rari livelli a Caprinidi (Monte Virgo).

Queste situazioni, similmente a quelle esposte nella lettera *a*) del presente paragrafo, non si osservano in un'area delimitabile, ma pur tuttavia sono più frequenti nei rilievi cretacici tra S. Maria Capua Vetere e Limatola, (fig. 2, Serie di Monte Virgo).

In quest'area e precisamente al Monte Virgo, a nord di Caserta Vecchia, in corrispondenza del rudere di Torre Lupara, si ritrovano dei calcari biancastri o nocciola chiari, detritici, con aspetto cristallino, ricchi di piccoli frammenti di gusci di rudiste. Le microfacies hanno permesso di osservare associazioni tipicamente maestrichtiane:

Orbitoides media (D'Archiac)
Orbitoides sp.
Siderolites calcitrapoides Lamarck
Omphalocyclus macroporus (Lamarck)
Rotalidi

Tali calcari, con placche di piccolo spessore e di limitata superfice, poggiano in posizione trasgressiva mediante esili letti conglomeratici, sulle testate degli strati dei calcari della zona a *Salpingoporella dinarica* (Barremiano-Aptiano) (fig. 2, Serie di Monte Virgo);

c) ricomparsa dei livelli verdi conglomeratici nella parte alta della zona a *Salpingoporella dinarica*, ma è ancora assente il tipico livello ad *Orbitolina;* rari livelli conglomeratici ad elementi e cemento coevi nel Cretacico inferiore; i terreni del Cretacico inferiore risul-

(6) Le microfacies dei calcari conglomeratici, sia del cemento che dei ciottoli, mettono infatti in evidenza: *Bacinella irregularis*, *Salpingoporella dinarica*, cuneoline primitive ed altri resti meno indicativi appartenenti ad alghe (Dsaycladacee e Codiacee), foraminiferi (Textularidi, Valvulinidi, Lituolidi, Miliolidi), rari resti di gasteropodi e lamellibranchi.

tano costituiti, nella parte più bassa, quasi esclusivamente, salvo rare alternanze di calcari dolomitici, da dolomie bianche saccaroidi in banchi, alle quali si sostituiscono gradatamente (Collina di S. Iorio

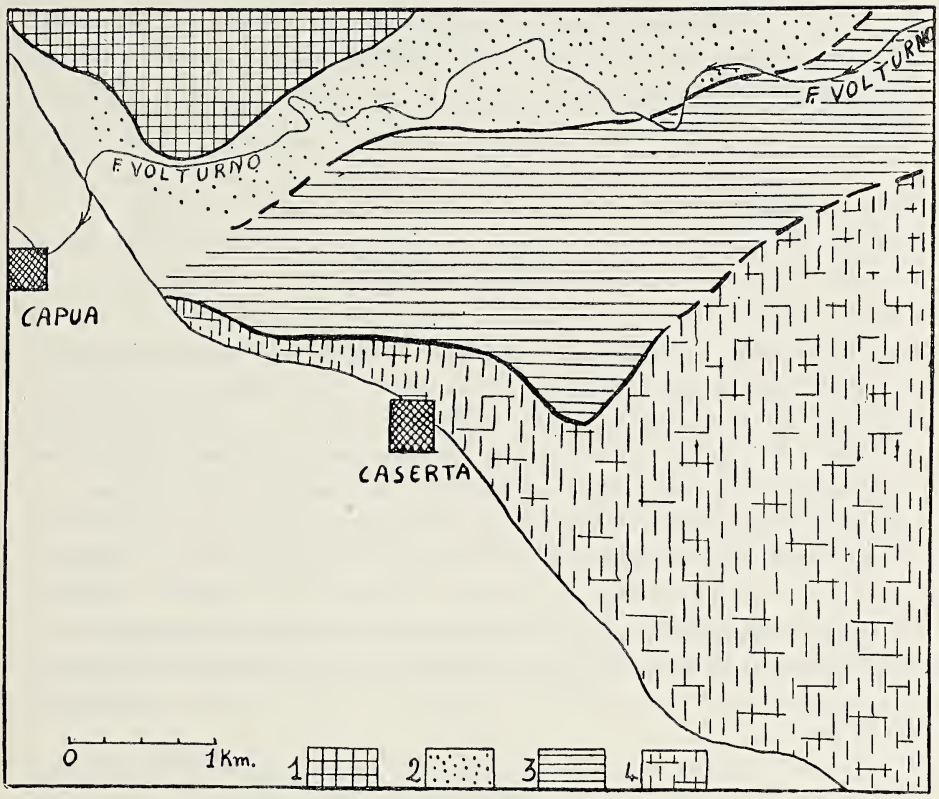


Fig. 1 — Distribuzione delle facies nel Cretacico medio (Cenomaniano-Turoniano). 1) Aree emerse (serie di Costa di Monte Grande); 2) coglomerati poligegenici a cemento calcareo o calcareo-marnoso e ad elementi di varia età (Lias, Giura, Cretacico inferiore) (serie di Monte Mesarinolo e Collina di S. Eligio); 3) calcari e calcareniti con frequenti intercalazioni di calcari conglomeratici a cemento calcareo e ad elementi di varia età, con frequenti episodi biostromali ad Ippuriti e qualche raro episodio bioermale a grosse Radioliti, Ippuriti, Acteonidi, Nerinee e coralli (serie di Monte Calvi); 4) calcari, calcari dolomitici e dolomie, talora in facies biostromale ad Ippuriti e con qualche ammasso di brecce intraformazionali a cemento dolomitico ed elementi dolomitizzati.

e Costa di Monte Grande) o talora bruscamente (Monte Raggeto) dei calcari generalmente a grana fine di colore prevalente dal grigio al grigio scuro con livelli ricchi di diceratidi, nerinee ecc.; presenza

in alcune serie (Costa di Monte Grande, Monte Raggeto) della lacuna mediocretacica, della quale s'è già detto, marcata dai livelli di bauxite, il cui tetto è costituito da ritmiti calcareo-dolomitiche e qualche livello conglomeratico.

Queste variazioni sono più frequentemente osservabili nei rilievi compresi lungo una fascia che va da Capua a Caiazzo e cioè all'estremità nord della zona settentrionale (fig. 2, Serie di Costa di Monte Grande).

3. — Tettonica.

Tettonica cretacica

Da quanto esposto in stratigrafia, il primo importante fenomeno tettonico che ha interessato la serie dei terreni cretacici, si individua nell'emersione di alcune zone (Monte Raggeto e Costa di Monte Grande) durante il Cretacico medio. Tale fatto tettonico, espressione parossistica di tutte quelle oscillazioni batimetriche che si sono succedute nel Cretacico inferiore ed alle quali è dovuta la formazione dei calcari conglomeratici ad elementi e cemento coevi, è caratterizzato da un sollevamento a carattere tabulare con fratture verticali, un sollevamento cioè di tipo epeirogenetico, come testimonia la quasi perfetta concordanza tra le pile calcaree a letto ed a tetto dei livelli di bauxite e la presenza di serie continue a stretto contatto con quelle lacunose.

A tetto della bauxite, i sedimenti cretacici comprendono: probabilmente la parte alta del Cenomaniano, il Turoniano e parte del Senoniano.

Sul finire del Cretacico si ha una seconda fase tettonica, come testimonia la trasgressione dei calcari maestricthiani del Monte Virgo. Circa la estensione e le modalità di tale fenomeno, nell'area da noi studiata, non si può dire molto data la esiguità dei dati a disposizione.

È certo, comunque, che tale fatto si inquadra in uno dei momenti di un fenomeno tettonico molto più ampio, il quale raggiunge, per queste zone dell'Appennino, il suo massimo sviluppo nei rilievi occidentali del gruppo del Matese e che sembra avere avuto, in grandi linee, modalità del tutto simili a quello mediocretacico da noi osservato. Nelle zone occidentali del gruppo del Matese, infatti, sul Trias,

sul Lias, sul Giura e sul Cretacico inferiore trasgrediscono direttamente, in subconcordanza, i calcari cristallini del tardo Cretacico.

Di tale ampio fenomeno tettonico, nella zona da noi presa in esame, la trasgressione del Monte Virgo ne è l'unica traccia.

Tettonica post-cretacica

Ulteriormente ai fenomeni tettonici del tardo Cretacico, l'area in esame risulta interessata da una ripresa dei moti tettonici, il che è confermato dalla presenza del Miocene trasgressivo sul Cretacico.

Il primo episodio osservabile, è costituito dall'ingressione del mare mediomiocenico con deposizione di calcari, calcareniti e marne con stratificazione concordante a tetto dei calcari cretacici. Segue, quindi, nel Miocene superiore una emersione delle pile sedimentarie, caratterizzata anche da spinte a marcata componente tangenziale, il che porta frequentemente i terreni cretacici, e miocenici in facies calcareo-marnosa, in sovrapposizione tettonica sui materiali plastici miocenici in facies di arenarie o flysch.

Infine, una tettonica di rilassamento mio-pliocenica sblocca variamente in zolle, grosso modo monoclinali, mediante faglie dirette verticali o subverticali, le pile calcareo-dolomitiche della serie mesozoica.

Il mancato ritrovamento di formazioni eo-oligoceniche, non ci consente di affermare o meno eventuali fasi tettoniche terziarie premioceniche.

Napoli, Istituto di Geologia, Aprile 1963.

RIASSUNTO

Vengono esposte alcune osservazioni sulla stratigrafia e sulla tettonica dei rilievi cretacici dei dintorni di Caserta.

L'Autore delimita due ambienti di sedimentazione: una con serie continue a facies neritica a sud ed uno con episodi di continentalità a nord; indicati, rispettivamente, come « zona meridionale » e « zona settentrionale ».

Particolare considerazione viene data alle varie successioni lito-biostratigrafiche ed alle loro frequenti eteropie.

Nella zona settentrionale, si individuano, inoltre, durante il Cretacico, due principali fasi tettoniche: una mediocretacica (Albiano-Cenomaniano) ed una tardocretacica (Senoniano).

SUMMARY

Here are exposed some observations on the stratigraphy and tectonic of cretaceous mounts of Caserta's country.

The Autor is pointing out two particular anvoiroments of sedimentation: one

with continual series, neritic facies, in southern, and other one, at northern, with continental manifestations; pointed, rispectively, as « southern zone » and « northern zone ».

It is particularly put in evidence the various lito-biostratigraphic subseguences and their frequent eteropies.

In the northern zone, äre recognized, also, during the Cretaceous two principals tectonic phases: one middle-cretaceous (Albiano-Cenomaniano) and an other one late-cretaceous (Senoniano).

BIBLIOGRAFIA

[1] Bassani F. *Il calcare a Nerinee di Pignataro Maggiore in provincia di Caserta.* Rend. Acc. Sc. fis. e mat., s. 2, 4, Napoli 1890.

[2] Cassetti M. *Relazione sui lavori eseguiti nella valle del Voltruno nell'anno 1893.* Boll. Com. Geol. d'It., 25, Roma 1894.

[3] Cassetti M. *Osservazioni geologiche eseguite nell'anno 1894 in alcune parti dell'Appennino meridionale.* Boll. Com. Geol. d'It., 26, Roma 1895.

[4] Colalongo M. L. « *Sellialveolina viallii n. gen. n. sp. di Alveolinide cenomaniano dell'Appennino meridionale* ». Giorn. di Geol. s. 2° vol. XXX. Bologna 1963.

[5] D'Argenio B. *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano.* Mem. Soc. Geol. d'It., vol. IV, 1962 (in corso di stampa).

[6] D'Argenio B. e Pescatore T. *Stratigrafia del Mesozoico del gruppo del Monte Maggiore (Caserta).* Boll. Soc. Nat. in Napoli, vol. LXXI (1962), Napoli 1963.

[7] De Castro P. *Nuove osservazioni sul livello ad Orbitolina in Campania.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, vol. LXXI (1962), Napoli 1963.

[8] De Castro P. *Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad W della valle dell'Irno e della piana di Montoro.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, vol. LXX (1961). Napoli 1962.

[9] De Castro P. *Cuneolina scarsellai n. sp. nel Cretacico dell'Appennino meridionale.* Nel presente volume.

[10] Grzybowski J. *Contributo agli studi sulla struttura geologica dell'Italia meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., 40, Roma 1921.

[11] Guzzetta G. *Brecce intraformazionali dolomitiche nella serie cretacica della penisola Sorrentina.* Mem. Soc. Geol. It., vol. IV, Roma 1963.

[12] Ietto A. *Relazione al rilevamento geologico del F. 172 (Caserta), Tavolette: Castel Morrone, Caserta, S. Maria Capua Vetere, Capua.* Boll. Serv. Geol. d'It., anno 1963 (in corso di stampa).

[13] Ietto A. e Sgrosso I. *Il rilevamento geologico della tavoletta 185-IV-Nola.* Boll. Serv. Geol. d'It., 1963 (in corso di stampa).

[14] Maranelli A. *I giacimenti bauxitici del Sannio.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, vol. L, Napoli 1939.

[15] Ogniben N. *Flysch miocenico autoctono e parautoctono ed argille esagliose alloctone nella zona di Caiazzo.* Boll. Soc. Geol. d'It., 75, Roma 1957.

[16] Parona C. F. *Sopra alcune Rudiste senoniane dell'Appennino meridionale.* Mem. Acc. Sc., s. 2, vol. 50, Torino 1901.

[17] Parona C. F. *Propsetto delle varie facies e loro successione nei calcari a Rudiste dell'Appennino.* Boll. Soc. Geol. d'It., 37, Roma 1918.

[18] Sartoni S. e Crescenti U. *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appenino meridionale.* Giorn. di Geol., s. 2, vol. XXIX, Bologna 1962.

[19] Selli R. *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale.* Giorn. di Geol., s. 2, vol. XXVI, Bologna 1957.

[20] Servizio Geologico D'Italia. *Carta geologica d'Italia* 1:100.000 *F. 172-Caserta.* In corso di stampa.

[21] Sgrosso I. *Il Paleocene nella zona di Pietravairano (Caserta), con alcune considerazioni sulla tettonica cretacica.* Nel presente volume.

[22] Tenore G. *Carta geologica della provincia di Terra di Lavoro.* Caserta 1867.

[23] Tenore G. *Saggio dell'industria mineraria e sulla costituzione geologica della Terra di Lavoro, con la carta geologica della provincia.* La scienza e l'arte dello ing. arch., a. III, n. 1, Napoli 1872.

[24] Tribalto G. e Amadei G. *Studio gravimetrico di dettaglio eseguito nella zona del medio Volturno.* Boll. Serv. Geol. d'It., 79, Roma 1958.

[25] Ufficio Geologico. *Carta geologica d'Italia* 1:100.000 *Caserta (F. 172).* Rilevata da Cassetti M. e Moderni P., Novara 1912.

TAVOLA I.

Calcarenite organogena con *Siderolites calcitrapoides* LAMARK, *Orbitoides* sp.. *Omphalocyclus* sp. e frammenti di rudiste.

Monte Virgo (Tav. 172-II-NE-Castel Morrone).

Prep.: B 43-3 (10.5 ×).

Maestrichtiano.

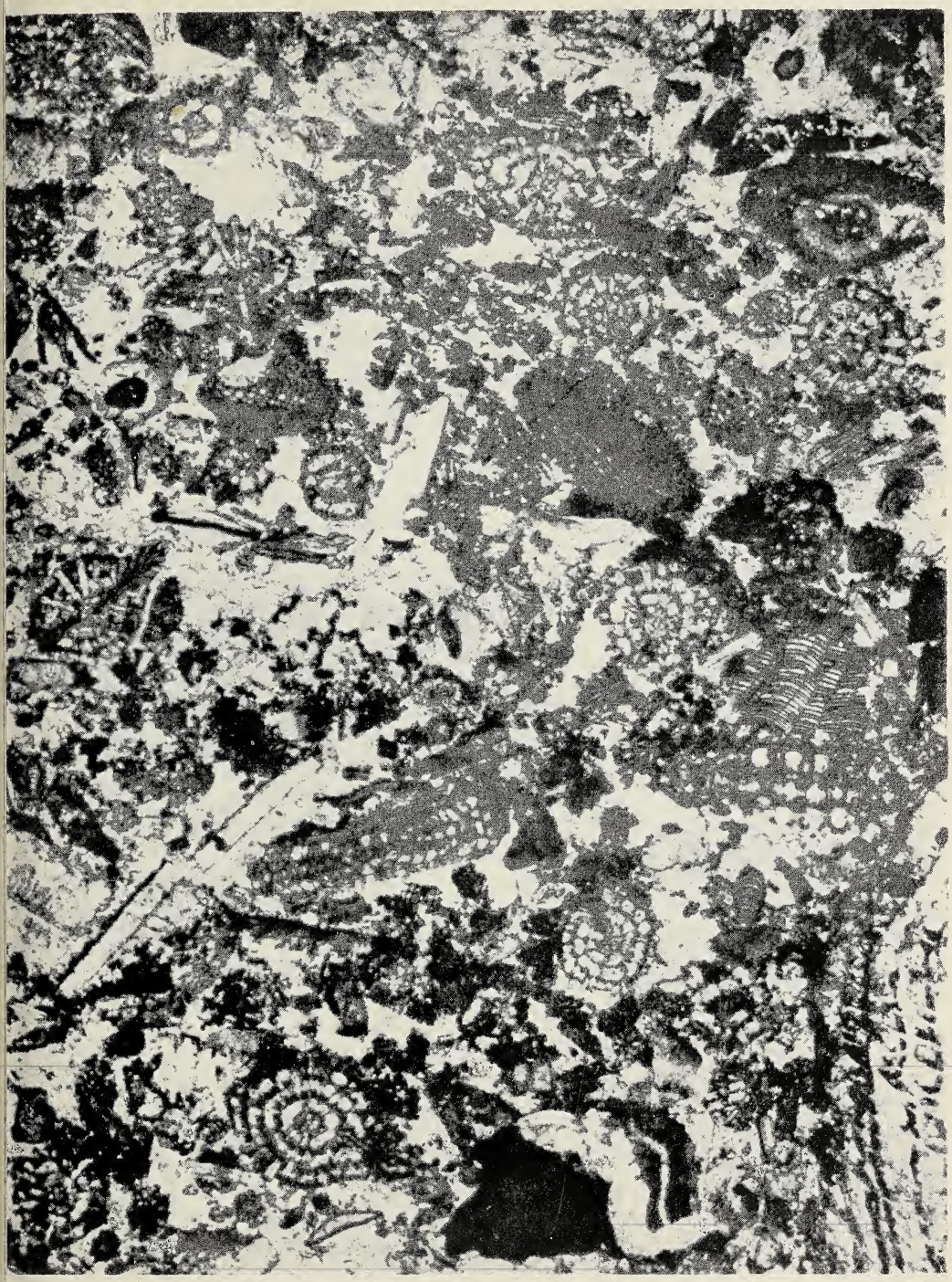


TAVOLA II.

Calcarenite organogena con *Sideralites calcitrapoides* Lamark, *Orbitoides moedia* (D'Archiac), *Orbitoides* sp.

Monte Virgo (Tav. 172-II-NE-Castel Morrone).

Prep.: B 43-2 (16,5 ×).

Maestrichtiano.

TAVOLA III.

Calcarenite organogena con *Sellialveolina viallii* Colalongo, *Miliolidae*, gasteropodi.

Monte S. Michele (Tav. 172-II-SE-Caserta)

Prep.: 682 (16,5 ×).

Cenomaniano.

TAVOLA IV.

Calcarenite organogena con *Sellialveolina viallii* Colalongo, *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Nezzazata simplex* Omara e *Miliolidae*.

Caserta Vecchia (Tav. 172-II-NE-Castel Morrone).

Prep.: 702 (16,5 ×).

Cenomaniano.

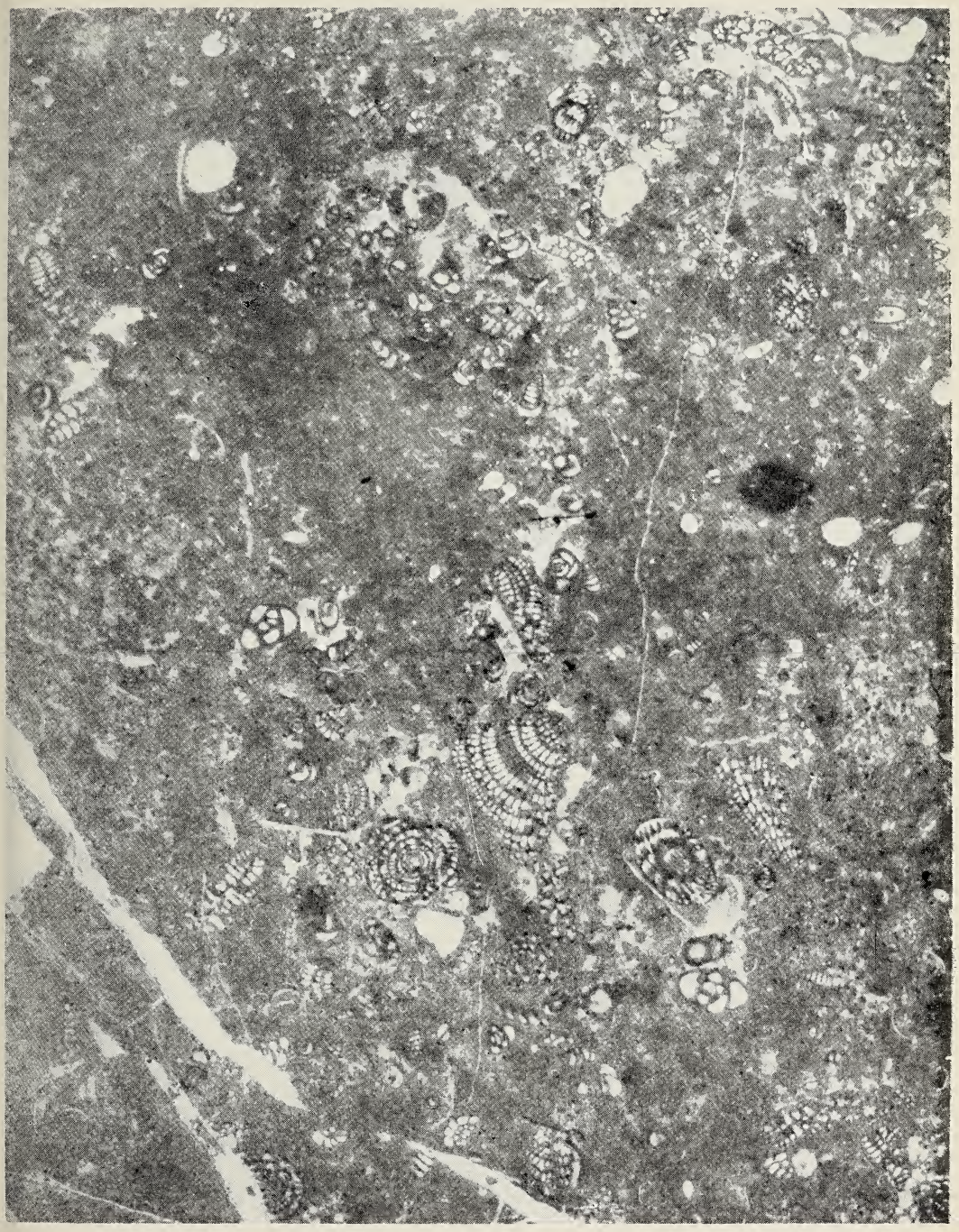


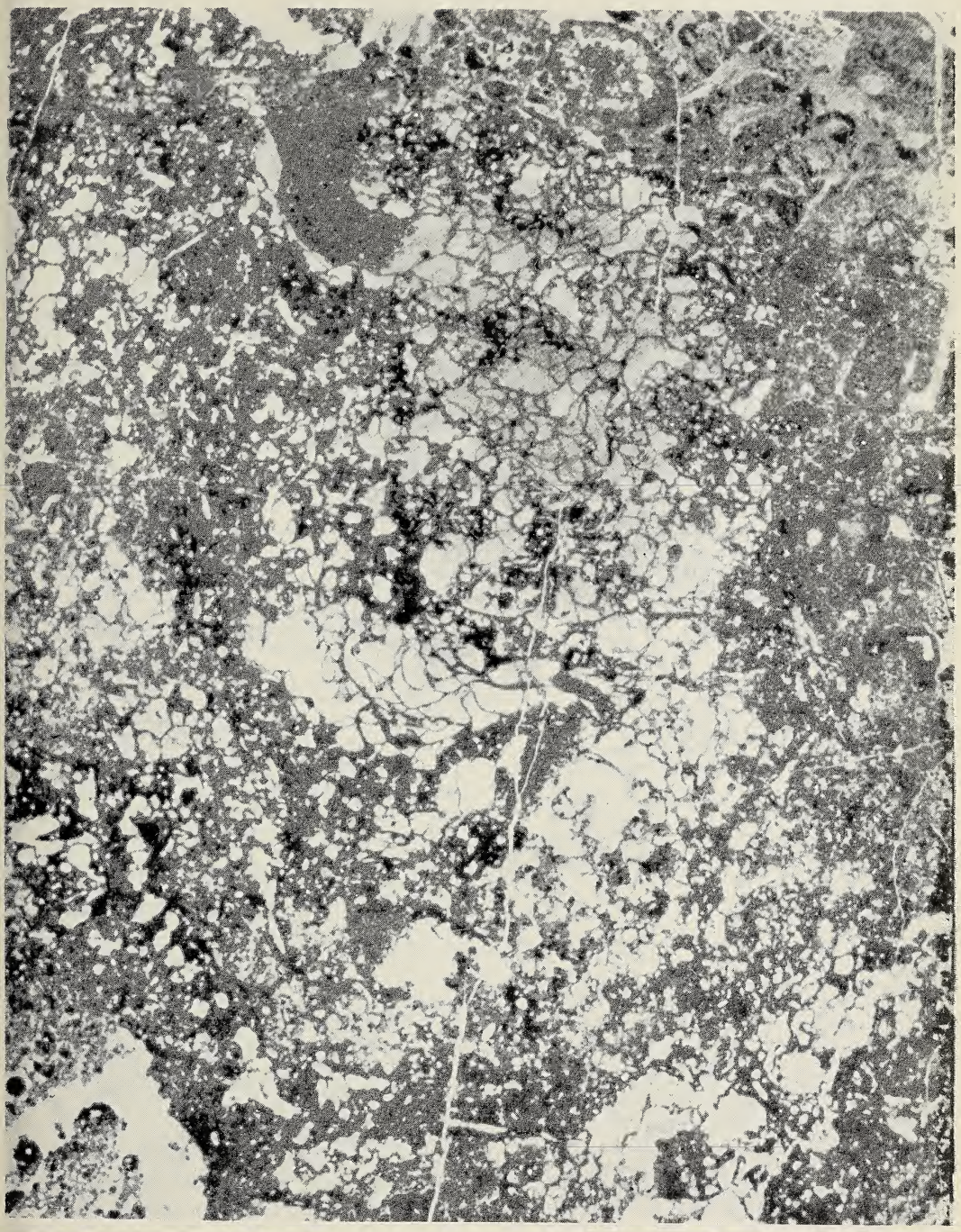
TAVOLA V.

Calcarenite organogena con *Bacinella irregularis* Radoicic, *Textularidae*, *Miliolidae*, *Lituolidae*.

Monte Virgo (Tav. 172-II-NE-Castel Morrone).

Prep.: B 44-2 (10,5 ×).

Barremiano-Aptiano.

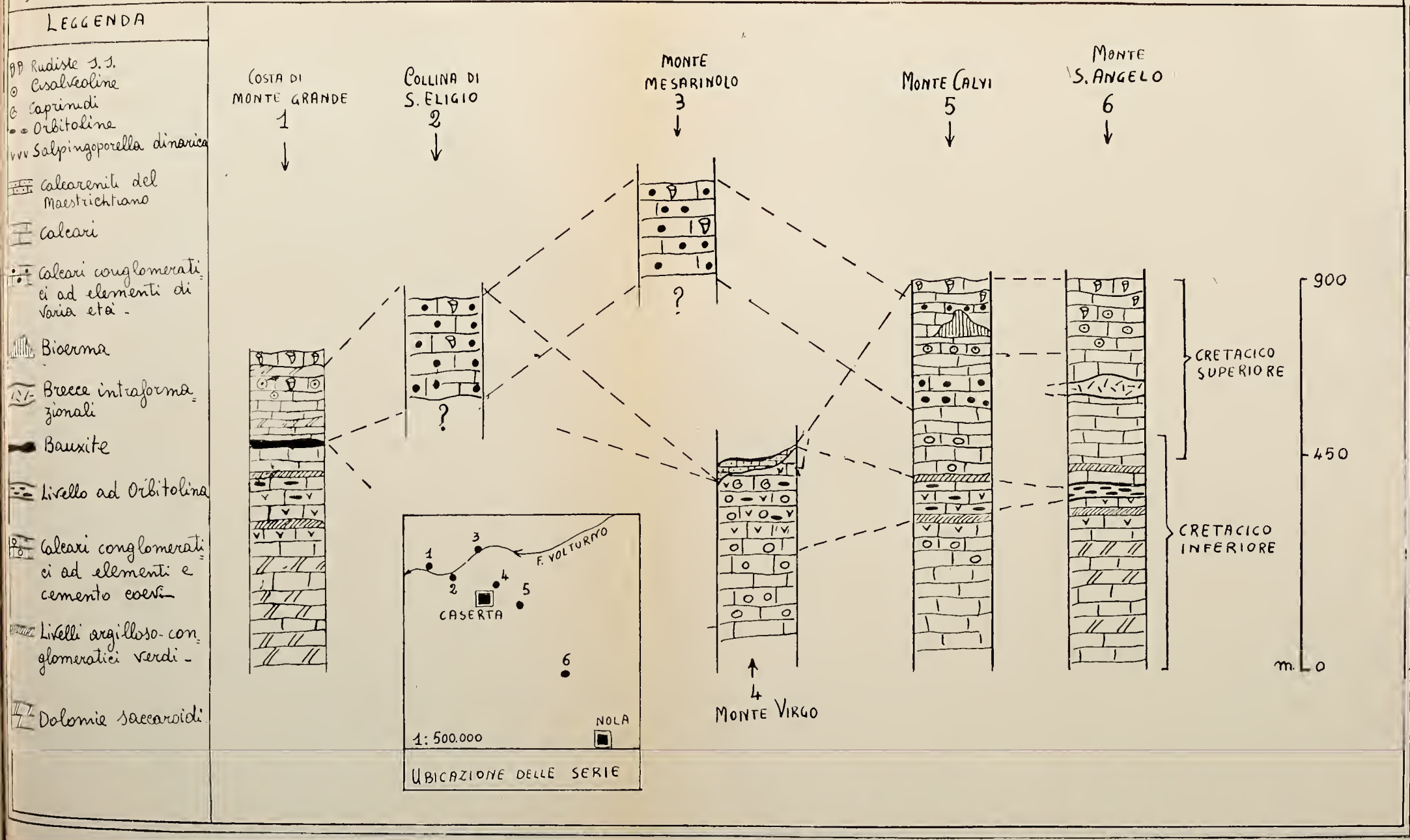


Antonino Ietto :

LEGGENDA

- Rudiste s. s.
- Cisalveoline
- Caprinidi
- Orbitoline
- Salpingoporella dinaric
- Calcareniti del Maestrichtiano
- Calcari
- Calcari conglomeratici ad elementi di varia età -
- Bioerma
- Brecce intraformazionali
- Bauxite
- Livello ad Orbitolin
- Calcari conglomeratici ad elementi e cemento coevi
- Livelli argilloso-conglomeratici verdi -
- Dolomie saccaroid

Antonino Ietto : Schema stratigrafico dell'area studiata.



Formazioni marine plio-pleistoceniche nei dintorni di Cicciano (Nola)

Nota dei soci A. IETTO e I. SGROSSO (1)

(Tornata del 28 giugno 1963)

Si segnala la presenza di formazioni marine plio-pleistoceniche che poggiano alla base del versante meridionale dei rilievi più occidentali della dorsale dell'Avella (tav. 185 - IV - NO - NOLA). Sono conglomerati, conglomerati a cemento arenaceo ed arenarie che si ritrovano sino a poco oltre i 250 metri di quota in placche residue più o meno estese ed in genere di piccolo spessore.

La potenza maggiore, valutabile intorno ai 20 metri, si riscontra in un terrazzo, inclinato verso la pianura, che questi sedimenti formano alla base del versante in corrispondenza di Monte S. Angelo a Palomba (tav. 1).

L'orlo di questo terrazzo che si estende per oltre 500 metri, si sviluppa intorno ai 150 metri di quota e forma una ripida scarpata, in alcuni punti strapiombante, che raggiunge e talora supera i 20 metri d'altezza. Alcuni metri sotto il ciglio di questa scarpata si ritrovano numerose cavità allungate, orizzontali e grosso modo allineate tra di loro (2). Questi soggrottamenti sono probabilmente dovuti alla erosione subaerea che ha asportato il materiale conglomeratico meno consistente, però non si esclude, e la loro forma e posizione darebbe credito ad una tale ipotesi, possa trattarsi di solchi di battigia.

La composizione litologica di questa formazione ammette frequenti passaggi laterali; comunque dall'alto verso il basso, con passaggio graduale, abbiamo riscontrato: conglomerati stratoidi a cemento

---

(1) Questa nota, scritta in stretta collaborazione dai due autori s'inquadra nei lavori di rilevamento e aggiornamento della Carta geologica d'Italia condotti sotto la direzione scientifica del prof. F. Scarsella. E' stata svolta con contributi del C.N.R..

(2) In uno di questi soggrottamenti abbiamo trovato una breccia ossifera contenente, tra l'altro, manufatti in selce riferibili al Paleolitico superiore [1].

calcitico rosso, con pendenza conforme al pendio, sino a circa quota 200; conglomerati a cemento sabbioso rosso e arenarie rossastre con stratificazione indistinta sino al piede del versante (a quota 70 circa). Nelle arenarie sono spesso intercalate sacche e letti di conglomerati e livelletti, per lo più lentiformi, di piccoli ciottoli arrotondati (tav. 2). Gli elementi che compongono il conglomerato appartengono alla serie calcareo-dolomitica che forma il substrato (3), generalmente appaiono poco arrotondati e nei livelli a quota più alta sono addirittura a spigoli vivi; le dimensioni sono molto variabili, prevalgono i cittoli di alcune decine di centimetri cubici però non mancano, specialmente alla base della scarpata, blocchi e pacchi di strati dell'ordine del metro cubo.

Non si sono trovati fossili per datare questa formazione: noi pensiamo che per la morfologia e la quota del terrazzo e sopra a tutto per la composizione litologica delle arenarie (4) si tratti di sedimenti marini di età plio-pleistocenica é, dubitativamente, li poniamo in relazione con le argille del quaternario antico che sono state ritrovate al di sotto dei depositi vulcanici e delle alluvioni a profondità varia nella piana di Sarno (5) e di circa 70 metri nella piana di Maddaloni (6). L'attuale dislivello massimo tra la formazione conglomeratico-sabbiosa in questione e le argille si aggirerebbe quindi intorno ai 300 metri ed è, a nostro avviso, da mettere in relazione con le faglie di direzione E-O, marginali ai rilievi della dorsale dell'Avella.

I movimenti tettonici tardivi che hanno provocato questo fenomeno dovrebbero essere quindi molto recenti e da porsi in relazione (come è già stato fatto da A. Lazzari [3]) con i fenomeni di evoluzione dell'apparato vulcanico del Somma-Vesuvio.

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, giugno 1963.

---

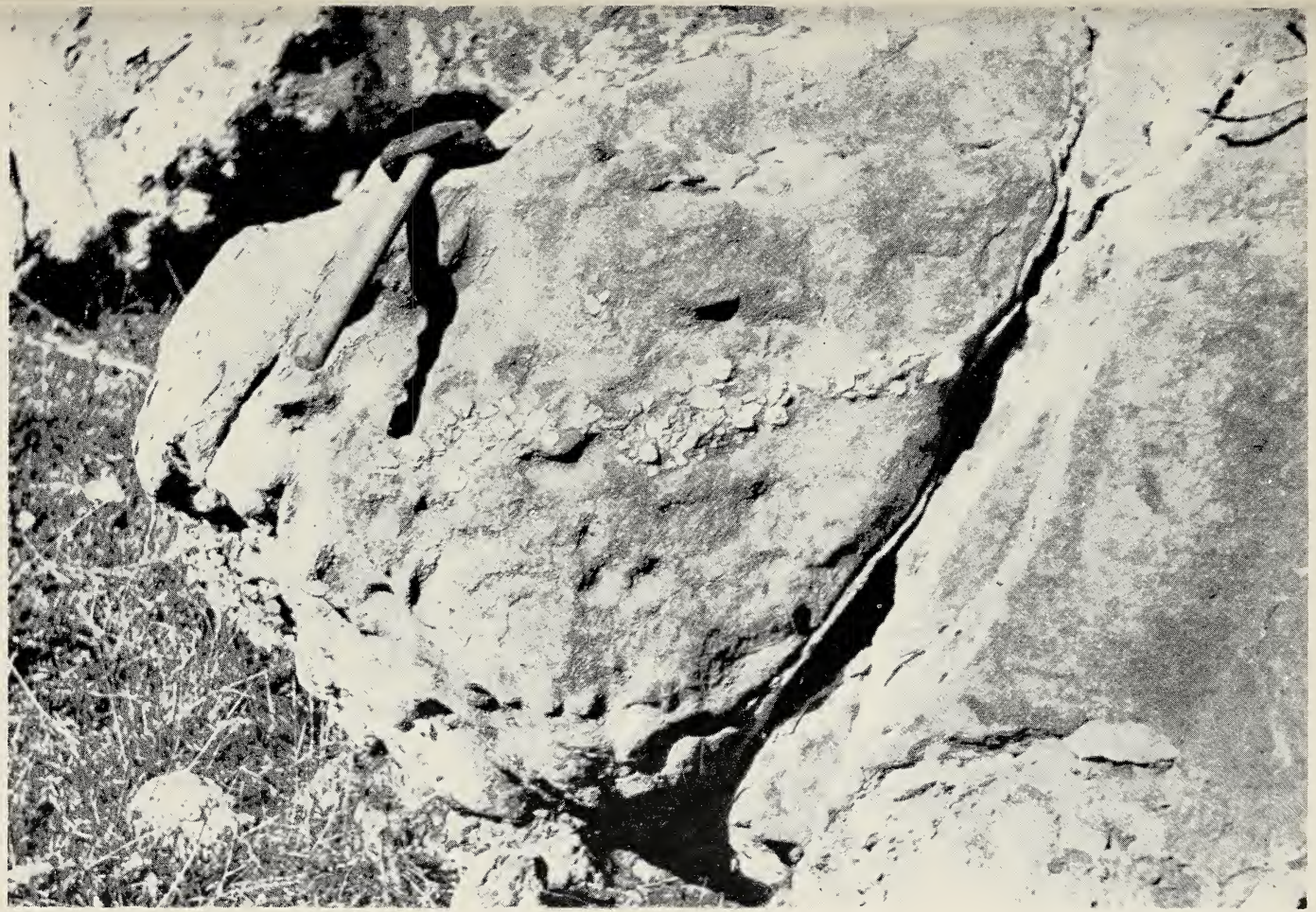
(3) Nei piccoli rilievi rocciosi che affiorano nella parte settentrionale della tavoletta 185 - IV - NO - NOLA, abbiamo riscontrato la presenza di terreni compresi tra il Lias inferiore ed il Cretacico superiore [2].

(4) Queste arenarie, il cui cemento è calcitico, hanno rivelato in sezione sottile una altissima percentuale di quarzo (oltre l'80%).

(5) Questa notizia è stata tratta da un lavoro di A. Lazzari [3].

(6) Questo dato inedito è dovuto ad uno di noi (Ietto) che ha ritrovato alla periferia dell'abitato di S. Marco Evangelista delle argille plio-pleistoceniche provenienti da un pozzo profondo 72 metri, trivellato per ricerca idrica.

Veduta generale del terrazzo conglomeratico-sabbioso nei dintorni di Cicciano. Vista da sud.



Livelletto conglomeratico nelle sabbie cementate alla base della scarpata del terrazzo. In basso a destra, una sacca di conglomerato a cemento sabbioso.

RIASSUNTO

Si segnala la presenza di formazioni marine plio-pleistoceniche nei dintorni di Cicciano (Napoli).

Litologicamente sono conglomerati a cemento sabbioso e sabbie molto cementate, le quali contengono un'elevata percentuale di quarzo.

Stratigraficamente questi sedimenti, che poggiano in placche discontinue sui rilievi mesozoici sino a circa 200 m. di quota, sono posti dubitativamente in relazione con formazioni argillose di età pleistocenica esistenti a profondità variabili nella piana del Vesuvio.

SUMMARY

It is segnaled the presence of marine plio-pleistocenic formation in the Cicciano's country (Naples).

Lithologically they are conglomerates with sandy cement and sands well cemented, wich have an high quarzo percentage.

Stratigraphically these sediments, wich lay-down in discontinual spots on the mesozoic sediments, untill about 200 m. above sea level, they are doubtly in relation with clay formations, of pleistocenic age, existoing at various depth in the Vesuvio's plain.

BIBLIOGRAFIA

[1] Ietto A. e Scrosso I., *Segnalazione di una stazione paleolitica in un riparo sotto roccia nei dintorni di Cicciano (Nola)*. Boll. della Soc. dei Nat. in Napoli, Vol. LXXII, 1963.

[2] Ietto A. e Scrosso I., *Il rilevamento geologico della tavoletta 185-IV-NO-NOLA*. In corso di stampa sul Boll. del Serv. Geol. d'It.

[3] Lazzari A., *Le condizioni geologiche delle coste tirreniche dell'Italia meridionale nel corso del Pliocene-Calabriano e loro importanza bio-geografica*. Estratto dal N. 10 degli Annali del Pontificio Istituto Superiore di Scienze e Lettere « S. Chiara » in Napoli.

Osservazioni geologiche su alcune zone del Matese (Appennino Campano) (1)

Nota del socio ANTONINO IETTO

(Tornata del 29 novembre 1963)

Durante i lavori di rilevamento geologico della parte occidentale del Massiccio del Matese, svolti dall'aprile al novembre 1963, è stato possibile osservare delle situazioni che presentano notevole interesse circa la ricostruzione degli eventi geologici non solo del Matese ma anche delle aree circostanti. Scopo del presente lavoro è appunto la segnalazione degli aspetti più rilevanti di tali situazioni.

L'area presa in esame interessa, grosso modo, le zone delle tavolette I.G.M. 161 - II - SO - S. Angelo d'Alife e 161 - II - NO - Gallo. Qui, tutti i maggiori rilievi e l'impalcatura stessa del gruppo del Matese, sono costituiti da sedimenti dolomitici, calcareo-dolomitici, calcarei e calcareo-conglomeratici appartenenti alla serie carbonatica mesozoica. Su alcune cime e sui pianalti, specie a nord della valle di Letino, si ritrovano affioramenti di sedimenti cenozoici, relativamente di limitata estensione, trasgressivi sui terreni mesozoici.

I terreni più antichi affioranti sono costituiti da dolomie biancostre in banchi, con *Worthenia*, *Megalodon*, ortoceratidi e alghe (probabili Diplopore). Queste dolomie, la cui potenza non è inferiore ai 700 metri, spettano al Trias superiore; esse costituiscono le aree maggiormente rilevate della tavoletta S. Angelo d'Alife (Monte Bottella, Monte Codarci, Monte Acuto, Serra delle Pozzelle ecc.) e la base delle potenti dorsali dei monti: Favaracchi, Cappello, Croce e Cese di Cangio; tutti nella tavoletta Gallo.

A queste dolomie seguono, nella dorsale di monte Cappello e in

---

(1) La presente nota si inquadra nei lavori di rilevamento ed aggiornamento della Carta geologica d'Italia per conto del Servizio Geologico d'Italia e sotto la direzione scientifica del Prof. Francesco Scarsella ed è stata svolta con contributi da parte del C.N.R.

quella delle Cese di Cangio, dei calcari dolomitici grigi con alternanze di calcari conglomeratici i quali fanno passaggio, col risalire della serie, a calcari conglomeratici con rare alternanze di calcari detritici rossastri, verdi o avana. Questi conglomerati, con ammassi talora di spessore sui 100 metri, localizzati a varie altezze stratigrafiche, presentano un massimo addensamento nei terreni dall'Infralias al Dogger. È interessante osservare come gli elementi dei conglomerati ed il cemento tra i ciottoli, presentino fauna coeva. Ciò ha consentito la datazione dei vari complessi, datazione che è stata ulteriormente confermata dalle microfacies rinvenute nelle alternanze tra gli ammassi conglomeratici stessi. Nei terreni del Malm e del Cretacico inferiore, le facies conglomeratiche assumono una minore stensione, mentre diventano prevalenti i calcari detritici ed oolitico-detritici.

Tutta l'intera serie dei terreni mesozoici che si estende in continuità stratigrafica, dal Trias superiore ad ortoceratidi, al Lias ad *Orbitopsella praecursor* e *Palaeodasycladus mediterraneus*, al Giura a *Cladocoropsis*, fino al Cretacico inferiore, raggiunge una potenza dell'ordine dei 2000 metri. Detta serie affiora, per intero, anche se variamente dislocata in numerose zolle da faglie verticali con ribassamento maggiore verso est, nella dorsale a sud di Letino e congiungente i monti: Favaracchi, Cappello e Ianara. Nei rilievi a nord di Gallo e Letino, invece, questa stessa serie si presenta troncata a varie altezze da una trasgressione avente a tetto sedimenti del Cretacico superiore. Tali sedimenti sono costituiti, prevalentemente, da calcari biancastri detritici, subcristallini, con fauna maestrichtiana negli strati più alti. Questi calcari trasgrediscono quasi in concordanza su formazioni mesozoiche via via più giovani man mano che si procede da ovest verso est. Trasgrediscono; infatti, sul Trias dolomitico al monte Croce, Ciannamiello, Coppare ecc., sul Lias e sul Giura, rispettivamente al monte Cese di Cangio e Costa Tre Faggi, sul Cretacico inferiore al monte Alto a sud di Roccamandolfi.

Sui calcari del Maestrichtiano e sul resto delle formazioni mesozoiche, trasgredisce il Miocene con una pila di sedimenti in facies calcarea e calcareo-marnosa in basso e, superiormente, in facies di flysch argilloso-marnoso-arenaceo ed in facies molassica (valle tra Letino e Gallo, monte Croce, monte Ciannamiello, monte Civita, Scino, Casamura, colle dell'Antica, Castelluccio ecc.).

Tettonicamente, la zona presa in esame, si rivela di notevole interesse.

Questa risulta, infatti, interessata da fenomeni di forte instabilità

tettonica a partire dall'Infralias, con fasi più o meno accentuate per tutto il Giura, il che è testimoniato dalle formazioni conglomeratiche a cemento ed elementi coevi.

Tali fenomeni, nelle dorsali a sud di Letilo e Gallo, non sembrano avere avuto ampiezza tale da portare in emersione le aree interessate; infatti nella serie mesozoica, sono presenti tutti i termini dal Trias superiore al Cretacico inferiore. Altrettanto non si può, però, dire per le zone nord-occidentali, là dove cioè la serie mesozoica risulta interrotta dalla trasgressione tardocretacica ai livelli triassici o liassici. Tale ampia lacuna va via via restringendosi man mno che ci si sposti verso est, fino a raggiungere un minimo, contenuto nell'ambito del Cretacico stesso, nella zona del monte Alto a sud di Roccamandolfi.

Dalle situazioni esposte risulta, quindi, evidente per le zone a nord e nord-ovest di Gallo e Letino, l'esistenza di una struttura rigida, ad horst, delimitata da faglie normali con rigetti talora notevoli dell'ordine di non meno di 4-500 metri e le cui aree culminanti sono da individuarsi nelle zone dei monti: Coppare, Falasca, Croce e Ciannamiello. Circa il periodo nel quale tali strutture hanno iniziato a delinearsi, sono indicativi gli ammassi conglomeratici dei quali si è già detto e che si ritrovano appunto nelle vicine serie continue dei terreni mesozoici a partire dal Trias superiore (Infralias). Dati insufficienti, si hanno invece circa il periodo di emersione di tali strutture, specie per i punti di culminazione, là dove, cioè, la lacuna mesozoica raggiunge la sua massima estensione ovverossia dal Trias superiore al Maestrichtiano. L'esame, però, delle situazioni geologiche generali, consente almeno di affermare che tali aree sono rimaste emerse rispetto all'ingressione mediocretacica, marcata dai livelli di bauxite e rilevabile nelle zone del Matese centro-orientale, nel Casertano a sud, nei monti di Cassino ad ovest e così via, eccetto che nella depressione molisano-sannitica a nord.

Tutta l'area considerata ritorna, infine, nel dominio marino nel tardo Cretacico, i cui sedimenti, a testimonianza di un precedente sollevamento di tipo epeirogenetico, trasgrediscono quasi in concordanza sui vari termini della serie mesozoica.

La trasgressione, infine, dei sedimenti miocenici sui sedimenti mesozoici, testimonia l'esistenza di una prima fase tettonica postere-

tacica (2). La posizione delle formazioni mioceniche che riposano in concordanza con le formazioni sottostanti, lascia supporre che i moti tettonici anteriori alla trasgressione miocenica, abbiano avuto caratteristiche eguali a quelli anteriori alla trasgressione cretacica; siano stati cioè dei moti epeirogenetici.

In tale fase tettonica ed in quella successiva mio-pliocenica, vengono in parte riprese e spesso fortemente esaltate, quelle linee di frattura e quindi di minor resistenza iniziatesi, come s'è visto, in periodi molto più antichi ed aventi direzioni prevalenti est-ovest e nord-sud.

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, dicembre 1963.

RIASSUNTO

Nel presente lavoro, vengono svolte alcune osservazioni sulla geologia della parte occidentale del gruppo del Matese (Appennino campano).

Si segnala, nella serie mesozoica, la presenza di formazioni conglomeratiche, con alternanze calcaree, dal Trias superiore al Giura superiore, il che viene posto in relazione a moti di instabilità tettonica. Viene, inoltre, riconosciuta per le zone a nord di Letino e Gallo Matese, una struttura ad horst delineatasi nel Mesozoico mediante faglie normali con direzione prevalente E-O e N-S, definitivamente spianata con la trasgressione del tardo Cretacico.

SUMMARY

Here are exposed some observations on the geology of western part of Matese's group (Appennino Campano).

Here is signaled in the mesozoic series the presence of conglomeratic formations from upper Trias to upper Jurassic. That is put in relation whit tectonic instability phases. It is also recognized for the zones at north of Letino and Gallo Metese a horst structure begun in the Mesozoic throw normal faults with preminent directions east-west and north-south, in definitive weared away by the trasgression of the last Cretaceous.

BIBLIOGRAFIA

[1] D'Argenio B., *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano.* Mem. Soc. Geol. It., vol. IV, in corso di stampa.

[2] D'Argenio B., *Linee isopiche e strutturali cretaciche persistenti nell'Appennino Campano.* Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat., Napoli 1963.

---

(2) Stando alle attuali conoscenze, nella zona da noi esaminata. non sono stati rinvenuti sedimenti cenozoici pre-miocenici. Sono comunque tuttora in corso lavori tendenti ad accertare o meno la esistenza, tra i sedimenti cenozoici, di formazioni paleogeniche.

[3] Devoto G., *La serie stratigrafica di monte S. Croce (Venafro)*. Mem. Soc. Geol. It., vol. IV, in corso di stampa.

[4] Ietto A., *Osservazioni stratigrafiche e tettoniche sul Cretacico dei monti di Caserta. Boll. Soc. Nat. in Napoli*, Napoli 1964.

[5] Ietto A., *Relazione al rilevamento geologico del Foglio 172-Caserta*. Boll. Serv. Geol. d'It., anno 1963, in corso di stampa.

[6] Manfredini M., *Osservazioni geologiche sul bordo interno della depressione molisano-sannitica (Italia meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., vol. IV, in corso di stampa.

[7] Manfredini M., *Struttura tettonica della penisola Italiana*. Boll. Serv. Geol. d'It., Roma 1963.

[8] Pescatore T., *Rapporti tra la depressione molisano-sannitica e l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, Napoli 1964.

[9] Pescatore T., *Affioramenti di flysch cretacico nell'alta valle del Volturno*. Mem. Soc. Geol. It., vol. IV, in corso di stampa.

[10] Sgrosso I., *La trasgressione miocenica nel Matese centrale*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, Napoli 1964.

[11] Sgrosso I., *Il Paleocene nei dintorni di Pietravairano (Caserta)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, Napoli 1964.

[12] Signorini R., *Osservazioni geologiche nell'alto Molise*. Boll. Soc. Geol. It., 80, Roma 1962.

[13] Signorini R. e Devoto G., *Il Paleogene nell'alto Molise*. Mem. Soc. Geol. It., vol. III, Roma 1962.

Fossette di degassazione (gas pits) nei calcari ad ittioliti della Civita di Pietraroia in provincia di Benevento (*)

Nota del socio BRUNO D'ARGENIO

(Tornata del 29 novembre 1963)

Già da alcuni mesi avevo illustrato un sottile livello di brecce intraformazionali di tipo speciale (*edgewise breccias*) nei calcari ad ittioliti della Civita di Pietraroia (D'Argenio, 1963, *a*), quando ho avuto modo, in una escursione fatta alla ricerca di ittioliti, di notare, sulla faccia superiore di alcune placche calcaree d'interstrato quasi completamente silicizzate, alcune fossette circolari dovute a degassazione (*gas pits*), eccezionalmente conservate.

Sebbene sia già quasi pronto un lavoro di carattere più generale sui *calcari ad ittioliti* del Matese orientale (D'Argenio, 1963, b) a cui rimando per ogni altra notizia di carattere stratigrafico sulla località del rinvenimento, preferisco segnalare a parte queste strutture sedimentarie, non tanto per il loro interesse paleoambientale, quanto per poter discutere, senza i limiti che l'economia generale di quel lavoro mi avrebbe imposto, i motivi che, in un gruppo di strutture fisiche e organiche esogene molto simili tra loro, mi hanno indotto ad attribuire queste che descriverò a fenomeni di degassazione.

1.

Intercalate nei calcari infracretacei della Civita di Pietraroia (*calcari ad ittioliti*) D'Argenio, 1962 *b*; 1963, *a*, *b*) si rinvengono delle placche calcaree lentiformi, quasi completamente silicizzate.

Queste placche, per la maggior parte, hanno un colore da bianco latte a giallo molto chiaro, sono oblunghe, a contorno irregolarmente lobato e raggiungono i 60-80 cm. di lunghezza e circa la metà in larghezza; non mancano tuttavia delle placche subcircolari. Il loro

---

(*) Lavoro eseguito col contributo del C. N. R.

spessore varia tra 1 e 6 cm. al centro, mentre verso la periferia vanno rastremandosi più o meno regolarmente. Le due facce rispetto al piano equatoriale possono essere simmetriche o asimmetriche, con facce convesse sui due lati o solo su uno, in modo che l'altra faccia rimane piatta o addirittura leggermente concava.

Sulla loro superficie, in particolare, si possono notare delle cavità crateriformi, con un diametro quasi sempre inferiore al centimetro ed una profondità inferiore al millimetro.

Il loro contorno è subcircolare, a volte nettamente ovale. Le circonda un bordo appena rialzato di una frazione di millimetro.

Queste fossette sono riunite in gruppi da 3-4 a 10-12, e non mancano fossette doppie o triple, i cui bordi si intersecano a mo' di minuscole *uvala*.

Talora è ancora conservato un piccolo rilievo centrale che emerge, a mo' di conetto, nel centro della cavità.

Il raccordo tra il fondo piatto delle fossette e il bordo sovente è netto e in un paio di casi le pareti, che non superano mai il millimetro d'altezza, sono strapiombanti.

Vi sono infine due di queste strutture che hanno forma e dimensioni diverse e che si descriveranno più avanti.

Un esame attento permette di rinvenire queste fossette anche su qualche elemento dei conglomerati intraformazionali, originatisi per rielaborazione di superfici disseccate e parzialmente silicizzati anche essi (D'Argenio, 1963, *a*).

Queste cavità, per la loro forma, le loro dimensioni e le caratteristiche del bordo si possono considerare come impronte fisiche dovute a risalita di bolle di gas in un fango ancora molto ricco d'àcqua (*gas pits*).

Fossette subcircolari che, almeno apparentemente, possono essere attribuite ad altre cause, sono state da oltre un secolo descritte da Autori inglesi e americani e le osservazioni di Lyell (1851) conservano ancor oggi tutta la loro validità.

Le più note fra le impronte fisiche di questo tipo sono indubbiamente quelle dovute a gocce di pioggia (*raindrop imprints*) segnalate dagli Autori, in terreni che vanno dal Precambrico al Cenozoico e al recente, da oltre un secolo (Deane, 1844, 1845; Desor, 1850, 1852; Lyell, 1851, ecc.); tuttavia poichè impronte analoghe possono essere dovute a cause fisiche di tipo diverso (tabella I) che agiscono quasi sempre su sedimenti che hanno le stesse caratteristiche, le fossette che si formano hanno le stesse probabilità di essere « fossilizzate »

ed è possibile trovare associate due o più tipi di fossette in uno stesso luogo.

Le osservazioni compiute soprattutto con la riproduzione in laboratorio di queste strutture sedimentarie di tipo particolare ci permettono però, con buona approssimazione, di distinguere alcuni tipi, a meno che non siano state successivamente deformate. Inoltre considerazioni di carattere generale e osservazioni compiute in posto sugli strati immediatamente sovrastanti e sottoposti possono contribuire a chiarire ulteriormente altri dubbi.

Nel nostro caso è stato possibile interpretare queste piccole cavità come fossette di degassazione (*gas pits*) integrando le conclusioni così ottenute con considerazioni paleoambientali ricavate dalle osservazioni di campagna.

2.

Si sono interessati a queste strutture molti Autori che le hanno studiate nei sedimenti antichi, nella natura attuale e riproducendole sperimentalmente (Buckland, 1842; Clark, 1923; Kindle, 1916; Lyell, 1851; Madigan, 1928; Maxson, 1940; Quirke, 1930; Shrock, 1948; Twenhofel, 1921, 1932). Tentativi di classificazione sono stati fatti da Twenhofel (1921) e Shrock (1948); nella tabella I viene schematicamente illustrata una classificazione di queste strutture.

Twenhofel (1921) ha distinto sperimentalmente otto differenti modi di formazione di queste fossette che divide in due gruppi. Un primo gruppo di impronte si possono produrre solo su superfici esposte direttamente all'aria per le seguenti cause:

a) gocce di pioggia;
b) chicchi di grandine;
c) spruzzi d'acqua;
d) sgocciolamento.

A quest'ultime, cui accennava già Lyell (1851), il quale descrive gocce d'acqua cadute dalle ali degli uccelli e simili, ritengo vadano aggiunte le impronte che possono formarsi per stillicidio. Ho osservate queste impronte in alcune grotte (ad es. nella grotta del Festolaro, presso l'abitato di Valle dell'Angelo nel Cilento) nei materiali non calcarei (sabbie siltose molo fini), trasportativi dalle acque correnti che li avevano dilavati in superficie, e asciugati dalle correnti d'aria.

Queste fossette da stillicidio possono essere fossilizzate da incro-

stazioni calcaree che ne modellano una controimpronta e ne permettono la conservazione.

Un secondo gruppo di impronte si forma solo in acque molto basse ed è dovuto:

a) a bolle d'aria flottanti che si vanno ad ancorare al fondo a causa della deposizione di una pellicola fangosa sulla loro superficie;

b) a bolle d'aria che risalgono dal fondo perchè scacciate per costipamento ad opera di nuovi sedimenti che si depositano;

c) a bolle d'aria che, per il variare del livello dell'acqua, si sollevano o si abbassano verso il fondo fino a che, diminuendo ulteriormente il livello dell'acqua, si rompono sul fondo;

d) a bolle di gas che si sollevano nel fango, per il decomporsi della materia organica contenutavi, fino alla superficie, dove rimangono o scoppiano.

Shrock (1948) invece distingue:

1) *Fossette formatesi per correnti ascendenti di gas e di liquido* a cui appartengono:
   a) strutture a incavo e rilievo (*Pits and Mounds*);
   b) fossette di acque risalienti (*Spring Pits*);
   c) fossette di degassazione (*Gas Pits*).
2) *Impronte* a cui, tra quelle aventi forma di fossette subcircolari, appartengono:
   a) impronte di gocce di pioggia (*Raindrop imprints*);
   b) impronte di chicchi di grandine (*Hailstone Imprints*);
   c) impronte di bolle d'aria, (*Bubble Impressions*) che corrispondono a quelle contrassegnate con le lettere *a*), *b*) e *c*) del secondo gruppo, nella classificazione di Twenhofel (1921).

3.

A quali di queste strutture, tutte simili tra loro, vanno assegnate quelle presenti alla Civita di Pietraroia? Esaminiamo le cause genetiche in relazione alla morfologia e alla distribuzione nello spazio delle fossette.

Nella Tabella I abbiamo distinti tre gruppi di strutture sedimentarie simili tra loro, ma dovute a cause diverse.

Incominciamo con l'escludere un'origine dovuta a gocce di pioggia o a chicchi di grandine, poichè a parte la scarsa profondità delle fossette e la piccola altezza del margine rialzato che le circonda, la loro distribuzione è poco fitta e soprattutto poco uniforme.

CLRCOLARI (*)				
FOSSETTE FORMATE DA CORRENTI SU SUPERFICI ESPOSTE ALL'ARI		E FORMATE DA BOLLE D'ARIA ASCENDENTI FLOTTANTI IN ACQUE MOLTO BASSE		
Struttura	Causa	Causa	Sedimento	Caratteri della struttura
RUTTURE INCAVO RILIEVO *ts and unds*	Piccole correnti ascendenti di bolle di gas o di acqua, durante la flocculazione di materiali colloidali o la precipitazione di fango calcareo microcristallino o la rapida sedimentazione di particelle argillose sul fondo.	Bolle d'aria o di gas flottanti che si ancorano al fondo per la deposizione di una pellicola fangosa sulla superficie.	Argille, argille siltose, fanghi calcarei	Fossette subcircolari di dimensioni mai superiori a poco più di mm. 10. (Queste strutture non si conoscono con sicurezza allo stato fossile).
SSETTE ACQUE ALIENTI *Spring pits*	Correnti d'acqua, talora anche di notevole entità, ascendenti durante il costipamento dei sedimenti.	Bolle d'aria che risalgono dal fondo per il costipamento dovuto alla deposizione di nuovi sedimenti.		
SSETTE DI DASSAZIONE *G pits*	Correnti o bolle di gas ascendenti, dovute, generalmente, alla decomposizione della materia organica.	Bolle d'aria che, per il variare del livello della acqua, si sollevano o si abbassano sul fondo, dove possono rompersi.		

(*) Da Buckland, 1842; Lyell, 1 1948 ecc.

TABELLA I.

CLASSIFICAZIONE DELLE IMPRONTE FISICHE CON FORMA DI FOSSETTE SUBCIRCOLARI (*)

FOSSETTE FORMATE DA CORRENTI ASCENDENTI DI GAS O DI LIQUIDO SU SUPERFICI ESPOSTE ALL'ARIA O SOTTO UN VELO D'ACQUA				FOSSETTE FORMATE DA CORPI CADENTI SU SUPERFICI ESPOSTE DIRETTAMENTE ALL'ARIA				FOSSETTE FORMATE DA BOLLE D'ARIA ASCENDENTI O FLOTTANTI IN ACQUE MOLTO BASSE			
Struttura	Causa	Sedimento	Caratteri della struttura	Struttura	Causa	Sedimento	Caratteri della struttura	Struttura	Causa	Sedimento	Caratteri della struttura
Strutture a incavo e rilievo *Pits and mounds*	Piccole correnti ascendenti di bolle di gas o di acqua, durante la floccolazione di materiali colloidali o la precipitazione di fango calcareo microcristallino o la rapida sedimentazione di particelle argillose sul fondo.	Argille, fanghi calcarei.	Fossette generalmente subcircolari, con i bordi appena rialzati. Diametro: da mm. 1 a mm. 10: profondità: fino a millimetro 1.	Impronte di gocce di pioggia *Raindrops imprints*	Gocce di pioggia su superfici inconsolidate, asciutte o ancora umide.	Argille, argille siltose, sabbie molto fini, fanghi calcarei.	Fossette circolari oppure ovali, con i bordi nettamente rialzati. Se lo urto è dovuto a traiettorie oblique, la massima profondità risulta eccentrica e il bordo può risultare internamente strapiombante. Diametro da mm. 2 a mm. 8: profondità: da mm. 1 a mm. 3.	Impronte di bolle d'aria *Bubble impressions*	Bolle d'aria o di gas flottanti che si ancorano al fondo per la deposizione di una pellicola fangosa sulla superficie.	Argille, argille siltose, fanghi calcarei	Fossette subcircolari di dimensioni mai superiori a poco più di mm. 10. (Queste strutture non si conoscono con sicurezza allo stato fossile).
Fossette di acque risalienti *Spring pits*	Correnti d'acqua, talora anche di notevole entità, ascendenti durante il costipamento dei sedimenti.	Argille, argille siltose, sabbie, fanghi calcarei.	Piccole depressioni a contorno subcircolare. Le particelle più grossolane si dispongono sul fondo della depressione, quelle più sottili ne costituiscono il bordo rialzato. Diametro: fino a cm. 60. Profondità: da cm. 5 a cm. 15.	Impronte di chicchi di grandine *Hailstones imprints*	Chicchi di grandine su superfici asciutte o ancora umide.	Argille, argille siltose, sabbie, fanghi calcarei.	Fossette simili a quelle provocate dalle gocce di pioggia: i bordi sono ancor più nettamente rialzati. Diametro: da mm. 5 a mm. 10: profondità: fino a millimetri 5.		Bolle d'aria che risalgono dal fondo per il costipamento dovuto alla deposizione di nuovi sedimenti.		
Fossette di degassazione *Gas pits*	Correnti o bolle di gas ascendenti, dovute, generalmente, alla decomposizione della materia organica.	Argille, argille siltose, sabbie fini, fanghi calcarei.	Fossette subcircolari, con i bordi di solito poco rialzati; più raramente sotto forma di rigonfiamento anulare che circonda la fossetta stessa. Diametro: da pochi millimetri ad oltre 2 metri; profondità da mm. 1 a m. 1.	Impronte di stillicidio o di sgocciolamento *Drip imprints*	Gocce d'acqua su superfici inconsolidate asciutte o umide.	Argille, argille siltose.	Fossette simili a quelle provocate da gocce di pioggia. Mancano le fossette a contorno ellittico, dovuto a traiettorie oblique.		Bolle d'aria che, per il variare del livello della acqua, si sollevano o si abbassano sul fondo, dove possono rompersi.		

(*) Da Buckland, 1842; Lyell, 1851; Kindle, 1916; Twenhofel, 1921, 1932; Clark, 1923; Madigan, 1928; Quirke, 1930; Simpson, 1936; Maxson, 1940; Shrock, 1948 ecc.

Possiamo anche escludere l'origine dovuta a bolle d'aria flottanti per il contorno spesso ovale di queste fossette; inoltre anche gli Autori che le hanno sperimentalmente studiate (TWENHOFEL, 1921) concordano nel ritenere poco probabile una simile causa diffusamente agente. Non si conoscono infine strutture sedimentarie fossili di questo tipo. L'ipotesi più probabile rimane quella d'un'origine dovuta a risalita di gas o di liquido nella fanchiglia del fondo.

In questo gruppo di fossette possiamo inoltre escludere quelle dovute ad acque risalienti dai sedimenti presenti in profondità e ancora imbibiti (*spring pits*), perchè il processo genetico di tali strutture avrebbe deformato sensibilmente le sottili lamine che costituiscono la placca su cui queste sono presenti.

Anche le strutture « a incavo e rilievo » (*pits and mounds*) sono da escludere perchè si dispongono normalmente con regolarità ad occupare tutta la superficie disponibile, in quanto sono originate da un processo di rapida deposizione di particelle di fango in sospensione con espulsione di piccole correnti di bollicine d'acqua o di gas.

Non rimangono pertanto che le fossette dovute a degassazione le quali si formano a causa della risalita di bolle di gas in sedimenti ancora molli appena emersi o sotto un velo d'acqua. Queste bolle di gas sono generalmente dovute alla decomposizione della materia organica presente nel fango del fondo.

A tale causa dunque possiamo attribuire con buona probabilità queste strutture.

A convalidare infine tale attribuzione vi sono due *gas pits* di maggiori dimensioni che sono formate ciascuna da una fossetta di circa 15 mm. di diametro, profonda 2 mm. e circondata da un anello rialzato largo circa un centimetro.

Queste ultime fossette, che sono molto simili a quelle figurate da MC KEE (1945) nel Cambriano dell'Arizona, per le loro dimensioni e, soprattutto, per la loro forma non possono essere confuse con strutture dovute ad altre cause.

Concludendo possiamo attribuire le strutture descritte, alcune con certezza altre con buona probabilità, a processi di degassazione che trovano riscontro nell'ambiente di sedimentazione dei *calcari ad ittioliti* i quali si sono depositati in un ambiente lagunare, tranquillo, con saltuarie, temporanee emersioni.

Il fondo di questa laguna era costituito da un fango calcareo ricco di materia organica in decomposizione da cui si liberavano i gas che, risalendo e sfuggendo, o dal fondo temporaneamente emerso

o sotto un velo d'acqua, originavano le fossette descritte. Un processo di silicizzazione penecontemporaneo ha infine conservato perfettamente, insieme ai modelli esterni di un piccolo asterozoo e di frammenti di ittioliti, queste delicate strutture sedimentarie.

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, settembre 1963.

RIASSUNTO

Le strutture sedimentarie oggetto di questa nota, si rinvengono su alcune placche d'interstrato, quasi completamente silicizzate, intercalate nei *calcari ad ittioliti* della Civita di Pietraroia.

È stato possibile, procedendo per analogia e per esclusione, interpretare queste strutture, che hanno forma di piccole cavità, come fossette di degassazione (*gas pits*), dovute ai sedimenti presenti sul fondo ricchi di sostanze organiche in decomposizione.

SUMMARY

Gas Pits in the *Calcari ad ittioliti of* Civita di Pietraroia (Matese) are described. These structures are distinguished from other similar cavities by analogic criteria.

BIBLIOGRAFIA

Barrel I., 1912. *Criteria for the recognition of ancient delta deposits.* « Bull. Geol. Soc. Am. », **23**, pp. 377-446.

Blackwelder E., 1941. *Significance of rain prints.* « Bull. Geol. Soc. Am. ». **52**, pag. 1944.

Buckland W., 1842. *On recent and fossil semi-circular cavities caused by air-bubbles on the surface of soft clay, and resembling impressions of rain-drops.* « Rept. British Ass., Tr. Sect ».

Clark T. H., 1923. *Aspidella-like markings from Cambridge Slate.* « Boston Soc. Nat. Hist. Proc. », **36**, pp. 482-485.

Collins W. H., 1925. *North Shore of Lake Hudson.* « Geol. Survey Canada Mem. », **143**, pp. 1-160.

Cox G. H. e Dake C. L., 1916. *Geological criteria for determining the structural position of sedimentary beds.* « Bull. Missouri Univ. School Mines », **2**, pp. 1-59.

D'Argenio B., 1962. *Una trasgressione del Cretaceo superiore nell'Appennino Campano.* « Mem. Soc. Geol. It. », **4**, pp. 58, fig. 10, tavv. 8, bibl. Bologna (1963).

D'Argenio B., 1963 a. *Brecce di disseccamento intraformazionali (edgewise breccias) nel Cretacico inferiore del Matese.* « Boll. Soc. Nat. in Napoli », **72**, Napoli.

D'Argenio B., 1963 b. *I calcari ad ittioliti del Matese.* « Atti Acc. Sc. Nat. fis. e mat. », Napoli (in corso di stampa).

Deane I., 1844. *On the fossil footmarks of Turner's Falls, Massachusetts.* « Am. Journ. of Sc. », **46**, pp. 73-77.

Deane I., 1845. *Fossil footmarks and raindrops.* « Am. Journ. of Sc. », **49**, pp. 213-215.

DESOR E., 1850. *Raindrops impressions.* « Boston Soc. Nat. Hist. Proc. », **3** (1850), pp. 200-202; **4** (1852), pp. 131-132.

FENTON C. L. e FENTON M. N., 1937. *Belt series of the north: stratigraphy, sedimentation, paleontology.* « Bull. Geol. Soc. Am. », **48**, pp. 1873-1970.

HART R. C. e HAWLEY J. E., 1934. *Cylindrical structures in basal Paleozoic sandstones near Kingston, Ontario.* « Geol. Soc. Proc. », (1933), pp. 85-86.

HUGHES T., 1884. *On some tracks of terrestrial and fresh water animals.* « Geol. Soc. London Quart. Journ. », **40**, pp. 178-186.

JAMES L. F., 1884. *The fucoids of the Cincinnati group.* « Cincinnati Soc. Nat. Hist. Journ. », **7**.

KINDLE E. M., 1916. *Small pit and mound structures developed during sedimentation.* « Geol. Mag. », **3**, pp. 542-547.

LYELL C., 1851. *On fossil rain-marks of the Recent, Triassic and Carboniferous periods.* « Geol. Soc. London Quart. Journ. », **7**, pp. 238-247.

MADIGAN C. T., 1928. *Preliminary note on new evidence as to the of formations on the north coast of Kangaros Island* (South Australia). « Royal Soc. South Australia Trans and Proc. », **52**, pp. 210-216.

MAXSON J. H., 1940. *Gas-pits in non marine sediments.* « Journ. Sed. Petr. », **10**, pp. 142-145.

MC KEE E. D., 1945. *Small-scale structures in the Coconino Sandstones of northern Arizona.* « Journ. of Geol. », **53**, pp. 313-325.

PERRY N. W., 1889. *The Cincinnati rocks; what has been their physical history.* « Am. Geol. », **4**, pp. 326-336.

PETTIJOHN F. J., 1957. *Sedimentary Rocks.* II ed. New York, Harper & Brothers.

QUIRKE T. T., 1930. *Spring-pits, sedimentation phenomena.* « Journ. Geol. », **38**, pp. 88-91.

RANSOME F. L. e CALKINS F. S., 1908. *The geology and ore deposits of the Coeur d'Alene district, Idaho.* « U.S. Geol. Survey Prof. Pap. », **62**, pp. 1-203.

READ H. H. e WATSON J., 1962. *Introduction to Geology.* London, Macmillan & Co.

SCHOFIELD R. K. e KEEN B. A., 1929. *Rigity in Weak clay suspensions.* « Nature », **123**, pp. 492-493.

SHENON P. J. e MC CONNEL R. H., 1940. *Use of sedimentation features and clevage in the recognition of oveturned strata.* « Econ. Geology », **35**, pp. 430-444.

SHROCH R. R., 1948. *Sequence in Layered Rocks.* « New York », Mc Graw-Hill Book Co.

SIMPSON G. G., 1936. *Cylindrical structures in sandstones in Patagonia.* « Geol. Soc. Am. Proc. », (1935), p. 106.

TWENHOFEL W. H., 1921. *Impressions made by bubbles, raindrops, and other agencies.* « Bull. Geol. Soc. Am. », **32**, pp. 359-371.

TWENHOFEL W. H. e Collaboratori, 1932. *Treatise on Sedimentation* Baltimore, The Williams and Wilkins Co.

TWENHOFEL W. H., 1950. *Principles of sedimentation.* New York, Mc Graw-Hill Book Co.

WARREN J. C., 1855. *On fossil raindrops.* « Boston Soc. Nat. Hist. Proc. », **5**, pp. 187-188.

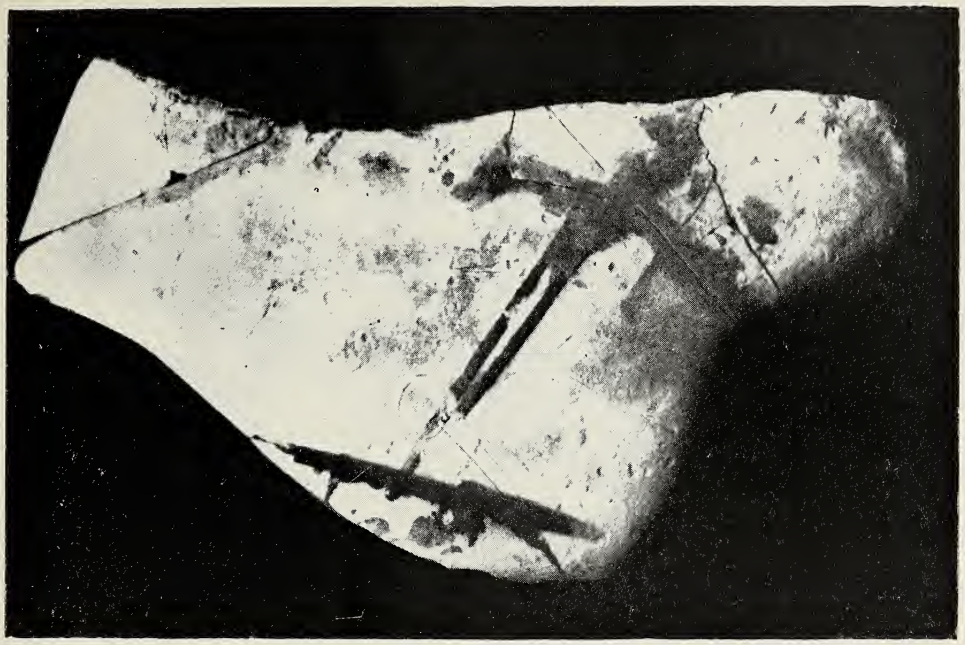
WYMAN J., 1855. *On the formation of rain impressions in clay.* « Boston Soc. Nat. Hist. Proc. », **5**, pp. 253-254.

Tavola I.

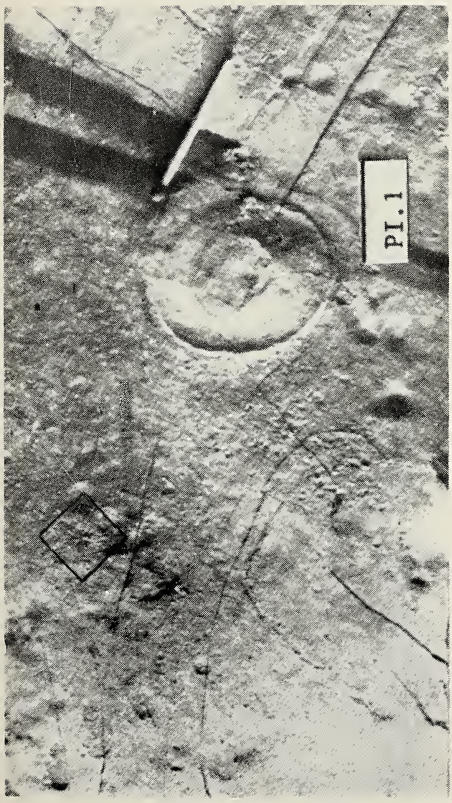
Fig. 1. — Pietraroia, *calcari ad ittioliti*. Placca di selce bianca, debolmente calcarifera, con piccole fossette di degassazione. Al centro della figura, verso il basso, una *gas pit* di dimensioni maggiori. $^1/_4$ circa della grandezza naturale.

Fig. 2. — Un particolare della fig. 1. In bsso a sinistra il modello esterno di un piccolo asterozoo. $^2/_3$ circa della grandezza naturale.

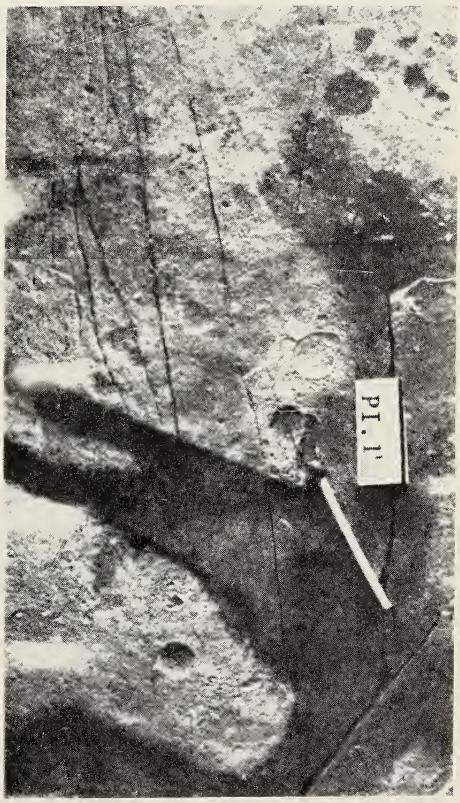
Fig. 3. — Un altro particolare della fig. 1. In alto una fossetta crateriforme, con un piccolo rialzo centrale. Al centro a sinistra fossette a fondo piatto e a bordo leggermente rialzato. $^2/_3$ circa della grandezza naturale.



1



2



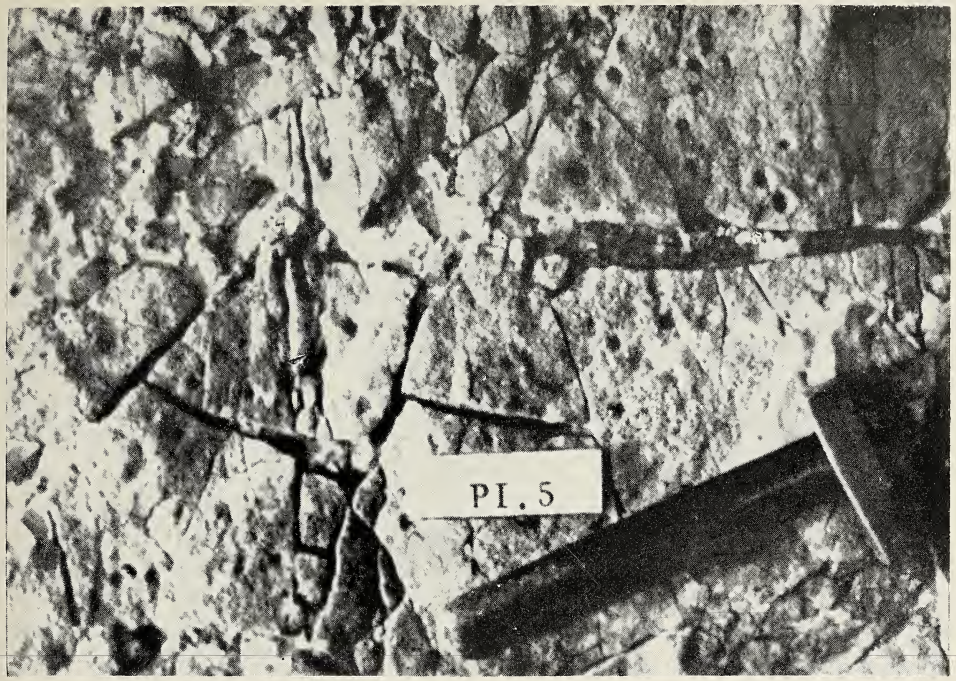
3

Tavola II.

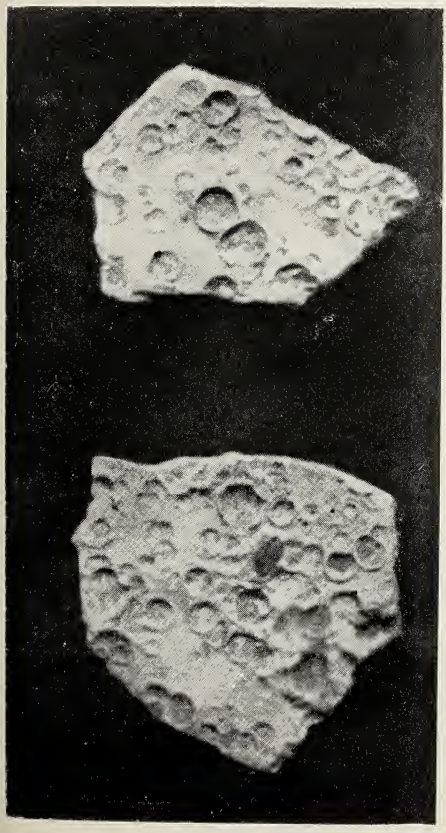
Fig. 1. — Pietraroia. *calcari ad ittioliti*. Piccole *gas pits* su poligoni di una superficie disseccata. Grandezza naturale.

Fig. 2. — Impronte attuali di gocce di pioggia (alveo del torrente Lossauro, gruppo del Taburno-Camposauro). Leggermente ridotto.

Fig. 3. — Pietraroia. *calcari ad ittioliti*. Probabili fossette di degassazione irregolari su una placca silicea d'interstrato. $^1/_3$ della grandezza naturale.



1



2

3

Trasgressioni mesozoiche e terziarie nell'alta valle dell'Agri tra Paterno e Marsico Nuovo (Potenza) (*)

Nota del socio PAOLO SCANDONE

(Tornata del 29 novembre 1963)

Nell'alta valle dell'Agri affiorano terreni appartenenti tanto alla serie carbonatica quanto alla serie calcareo-silico-marnosa, nonchè formazioni flyscioidi di posizione ancora incerta.

La Carta Geologica ufficiale (Foglio 199 - Potenza) riporta, nella zona in esame, scisti silicei mediotriassici, dolomie cristalline del Trias superiore, calcari bianchi cristallini con Nummuliti, e flysch argilloso-arenaceo dell'Eocene.

È stata presa in esame la serie carbonatica tra Paterno e Marsico-nuovo.

In essa sono stati riconosciuti dei complessi litostratigrafici che inducono a considerare la regione come la parte marginale della zona neritica a sedimentazione calcareo-dolomitica, al limite con la fossa lucana già individualizzata nel Cretaceo superiore (1).

I terreni più antichi affioranti sono rappresentati da dolomie biancastre micro e macrocristalline, finemente e grossolanamente detritiche, frequentemente concrezionari. Queste dolomie sono troncate in basso, come già notò Signorini [18], da un piano di sovrascorrimento e poggiano sugli scisti silicei con locali interposizioni di lenti fortemente laminate di flysch. A causa del sovrascorrimento esse sono in stato cataclastico nella loro porzione inferiore e la tettonizzazione così spinta maschera l'originaria stratificazione.

Baldacci e Viola [1] attribuirono il complesso dolomitico al Trias superiore (dolomia principale) per la presenza di *Gervilleia*

(*) Lavoro eseguito con il contributo del C. N. R.

(1) Nell'ammissione dell'autoctonia della serie calcareo-silico-marnosa la fossa lucana doveva essere individualizzata già nel Trias.

exilis e *Megalodon* sp. Presso l'acquedotto dell'Agri a monte di Paterno ho rinvenuto anche qualche Ammonite indeterminabile e rari modelli interni di Megalodonti. Lo stato di fratturazione della roccia è però tale che non mi è stato possibile raccogliere esemplari integri di questi ultimi. Abbondanti sono i Gasteropodi e le forme concrezionari del tipo attribuito dagli antichi Autori ad Evinospongie.

Nella parte più alta della serie compaiono frequenti intercalazioni calcareo-dolomitiche e finanche francamente calcaree.

Le dolomie descritte non differiscono alcunchè dalle altre dolomie norico-infraliassiche della Lucania e del Salernitano. Le condizioni di sedimentazione dovevano quindi presentare la più monotona uniformità nell'ambito di un'area molto vasta.

Nell'intervallo compreso tra l'Infralias ed il Giurassico superiore (2) una fase tettonica di vaste proporzioni fratturò il piastrone carbonatico determinandone una suddivisione in blocchi variamente dislocati.

Trasgressivi sulle dolomie, nel versante meridionale della Serra di Capurso, si rinvengono calcari ad *Ellipsactiniae*. Si tratta di calcari grigi organogeni e detritico-organogeni, subordinatamente oolitici e concrezionari, mal stratificati, ricchissimi di Ellipsactinie, Coralli, Gasteropodi (Nerinee). In sezione sottile si rinvengono Trocholine.

L'età di questi calcari è probabilmente titonica.

Sui calcari ad Ellipsactinie trasgredisce un complesso rappresentato da calcari pseudo-saccaroidi bianchi (3).

I termini inferiori di questo complesso sono costituiti da calcari conglomeratici. Tra i ciottoli del conglomerato si riconoscono frammenti di calcari ad Ellipsactinie e di calcari del Cretaceo superiore. Questi ultimi sono presenti in estesi affioramenti a sud e ad ovest della zona in esame. Procedendo verso l'alto i calcari passano da conglomeratici a detritici. Il tipo litologico più caratteristico è rappresentato da calcari bianchi pseudosaccaroidi con frammenti di Rudiste che possono raggiungere finanche le dimensioni del decimetro. Gli strati

---

(2) Non ho ancora dati sufficienti per indicare l'età di questo fenomeno. Le ricerche in corso nei monti tra il vallo di Diano e la valle dell'Agri potranno forse permettere ulteriori precisazioni.

(3) Il dott. T. Pescatore presso Atina (gruppo della Meta) riconosce una situazione analoga: dolomie norico-infraliassiche, calcari ad *Ellipsactinia titonici*, calcari pseudosaccaroidi bianchi maestrichtiani.

hanno una potenza media di 20-30 cm. Nella parte più alta della serie si rinvengono intercalazioni di calcari a grana più fine, fissili, lastroidi, che presentano tra lastra e lastra sottilissime spalmature marnose verdine. Questi calcari fissili si sostituiscono con gradualità a quelli più grossolanamente detritici e formano un livello ben marcato della potenza di trenta metri circa. Alla sommità di questo livello ricompaiono banchi di calcari pseudo-saccaroidi detritici e grossolanamente detritici che sono però presto nuovamente sostituiti dai fissili.

Dopo qualche metro queste assise sono interrotte da una lacuna.

L'età del complesso descritto è maestrichtiana, come è dimostrato dall'associazione rinvenuta: *Orbitoides media*, *Siderolites* sp., *Globotruncana stuarti*, *Globotruncana* del gruppo della *G. lapparanti*, Rotalidi, Briozoi, radioli di Echinidi, Alghe (Codiacee).

Sui calcari fissili giacciono, trasgressivi, calcari con Nummuliti ed Alveoline. La trasgressione è molto ben visibile al Castello di Lepre ad ovest di Marsiconuovo.

La base della serie eocenica è rappresentata da calcari detritici e conglomeratici rimaneggianti terreni triassici, titonici, turoniani e e maestrichtiani, e da calcari ricchissimi di Alveoline.

La trasgressione dovette verificarsi nel Cuisiano superiore, com'è dimostrato dalle specie di Alveoline trovate in associazione (4): *Glomalveolina minutula*, *Alveolina fornasinii*, *Alveolina cremae*, *Alveolina pinguis*, *Alveolina distefanoi*, *Alveolina* cfr. *frumentiformis*, *Alveolina* del gruppo dell'*A. indicatrix*.

Circa le condizioni di giacitura di questi sedimenti eocenici gli antichi Autori erano concordi nel considerarli trasgressivi sui calcari cretacei ippuritici o su sedimenti anche più antichi.

De Lorenzo [4] a riguardo scrive: « Tanto sul Cretaceo che sul Trias superiore si appoggiano poi i calcari nummulitici grigi e bianchi, che si trovano tra Padula, Brienza e Marsiconuovo ... i calcari bianchi e grigi con nummuliti, frammenti di rudiste, pettini costati, briozoi, litotamni etc., si estendono sulla falda occidentale dell'ellissoide del Cugnone, costituito da scisti e calcari del Trias medio ». È da precisare che l'appoggio di questi calcari sugli scisti silicei presso il Cugnone non è stratigrafico bensì tettonico, come già riconosciuto da Signorini [18].

---

(4) Il dott. B. Scotto, che ha determinato le specie citate, ha in corso di studio le biofacies della regione in oggetto.

Baldacci e Viola [1], pur riconoscendo che i calcari cristallini bianchi rappresentano la parte più bassa della serie trasgressiva, li considerano tuttavia un complesso unico con i calcari nummulitici. Essi sono viceversa di età più antica e vanno esaminati con particolare attenzione perchè rivestono un significato paleogeografico della massima importanza.

Selli [17], in una nota a piè di pagina del lavoro sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale, ammette la possibilità che ai calcari attribuiti all'Eocene di Marsiconuovo spetti un'età miocenica, ma lascia aperto il problema.

Recentemente Grandjaquet [7], riferendosi ai calcari a Nummuliti nel quadrilatero Sala Consilina, Marsico Nuovo, Brienza, Polla, scrive che « Cet ensamble est intercalè tectoniquement dans des flyschs polygeniques d'age Miocene ». Evidentemente quest'A., nel suo lavoro di sintesi regionale, non deve avere studiato nel dettaglio la serie carbonatica.

Ricchissima di resti di organismi, la serie eocenica è rappresentata da calcari grigi e bianchi detritici e addirittura conglomeratici. In associazione si rinvengono Nummuliti, Alveoline, Discocycline, *Orbitolites* sp., Rotalidi, Briozoi, radioli di Echinidi, Alghe coralline e Melobesie.

Gli ultimi strati giungono forse al Luteziano.

Anche le assise eoceniche vengono troncate da una trasgressione e sono ricoperte da calcareniti e calciruditi mal distinguibili, litologicamente, dai sedimenti eocenici. Quest'ultima serie affiora al Castello di Lepre con una potenza di dieci o venti metri al massimo.

In associazione si trovano Lepidocicline, Operculine, Anphistegine, Miogipsine.

Si è detto, inizialmente, che la regione in esame rappresenta una parte marginale della zona neritica a sedimentazione calcareo-dolomitica, al limite con la fossa lucana. Nel Mesozoico medio-superiore la regione è caratterizzata da una grande instabilità tettonica e nel Cretaceo superiore doveva presentarsi sotto forma di arcipelago. A sud e ad ovest le Rudiste, che formavano estese biostrome, trovavano favorevoli condizioni di vita. Durante il Maestrichtiano, nella parte occidentale della depressione e nella zona di transizione a quella biostromale, si accumularono depositi clastici formati a spese delle biostrome, in parte eteropici di queste, in parte più recenti.

A monte di Paterno, sulla strada dell'acquedotto dell'Agri e presso la sorgente Amoroso, affiorano calcari detritici bianchi con intercalazioni di marne e marne argillose rosse. Questa formazione può ritenersi, a grandi linee, isopica di quello che Zoja [23] definisce « flysch calcareo ».

Litofacies e biofacies dei calcari con intercalazioni marnose e di quelli pseudo-saccaroidi sono molto simili. Nei primi si rinvengono: *Orbitoides media*, *Siderolites* sp., *Globotruncana* del gruppo della *G. lapparanti*, *Accordiella conica*, frammenti di Rudiste. Ritengo che questa formazione, di età maestrichtiana, rappresenti una facies di mare più aperto, leggermente eteropica dei calcari pseudo-saccaroidi. Gli originari rapporti non sono più riconoscibili a causa del sovrascorrimento della serie carbonatica.

Purtroppo non sono ancora chiariti definitivamente i rapporti tra questo « flysch » cretaceo ed il flysch galestrino sottostante. Qualora si dimostri che il passaggio tra le due formazioni è stratigrafico (la qual cosa, già ipotizzata da Radina [15] a S. Fele, sembra probabile in questa ed in molte altre località della Lucania) si avrebbe un nuovo dato in favore dell'ipotesi dell'autoctonia della serie calcareo-silico-marnosa.

Le situazioni descritte, e le vicende paleogeografiche che da esse possono dedursi, se sono nuove per la Lucania, non lo sono per altre regioni dell'Appennino meridionale.

In particolare, nel 1957 Selli [17] segnala nel Matese calcari bianchi detritici che ritiene depositi di periscogliera. Questi calcari sono isopici dei calcari pseudo-saccaroidi descritti.

Pescatore [14], Manfredini [9], D'Argenio [2], Devoto [6], Ietto [8], Sgrosso [21], Vallario [22] nei gruppi Matese, Mainarde, M.ti della Meta rinvengono i calcari maestrichtiani trasgressivi su termini triassici, giurassici e cretacei della serie carbonatica.

Nella depressione molisano-sannitica viene convalidata l'ipotesi di Scarsella [16], Signorini [19], Signorini e Devoto [20], Pescatore [11-14], Manfredini [9, 10] riconoscono un flysch cretaceo-paleogenico che ritengono autoctono ed eteropico dei massicci calcarei.

In Lucania Pescatore [12] opera la prima correlazione tra il flysch della zona di Pescopagano - S. Fele e quello che borda il versante sud-orientale del Matese. Questa correlazione può essere spinta, alla luce dei nuovi dati, ancora più a sud, almeno sino all'alta valle dell'Agri.

I calcari pseudo-saccaroidi maestrichtiani, riconosciuti per la prima volta, in Lucania, trasgressivi sui massicci calcarei *rappresentano, il termine comune alla serie carbonatica ed alla serie del flysch.*

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università. novembre 1963.

RIASSUNTO

Nei monti tra Marsico Nuovo e Paterno affiora una serie così costituita dal basso in alto:

1) dolomie cristalline triassiche;

2) calcari ad Ellipsactinie, probabilmente titonici, ricchissimi di coralli;

3) calcari pseudosaccaroidi bianchi, di età maestrichtiana con *Orbitoides*, *Siderolites*, *Globotruncana*;

4) calcari con Nummuliti, Alveoline, Discocycline, Melobesie, di età eocenica:

5) calcari conglomeratici con Miogipsine ed Amphistegine del Miocene inferiore.

I calcari pseudocristallini bianchi rappresentano una facies di transizione verso i depositi flyscioidi cretaceo-paleogenici della fossa lucana, contenenti livelli con le stesse litofacies e biofacies.

SUMMARY

In the high valley of Agri between Paterno and Marsiconuovo there are the following lithostratigraphic complexes:

a) triassic withe saccharoidal dolomite;

b) grey limestones with *Ellipsactinia* (probably Titonic):

c) white destritical pseudosaccharoid limestones (Maestrichtian):

d) limestones with *Nummulites* and *Alveolina* (Upper Cuisian);

e) calcarenitic complex (Burdigal. - Aquitan.).

Among this complexes there is a stratigraphical break.

The country represents a marginal part of the neritic area with limy and dolomitic sediments towards the lucana depression.

BIBLIOGRAFIA

[1] Baldacci L. e Viola C., *Sull'estensione del Trias in Basilicata e sulla tettonica generale dell'Appennino meridionale.* Boll. Comm. geol. d'It., **25**, n. 4, pp. 372-390. Roma, 1894.

[2] D'Argenio B., *Linee isopiche e strutturali cretaciche persistenti nell'Appennino campano.* Rend. Acc. Sc. fis. e mat., s. 4ª, vol. 30, Napoli, 1963 (in corso di stampa).

[3] De Lorenzo G., *Osservazioni geologiche nell'Appennino della Basilicata meridionale.* Atti Acc. Sc. fis. e mat., s. 2ª, **7**, n. 8, pp. 1-31, figg. 12. Napoli. 1895.

[4] De Lorenzo G., *Studi di geologia nell'Appennino meridionale.* Atti Acc. Sc. fis. e mat., s. 2ª, **8**, n. 7, pp. 1-128, figg. 12. Napoli, 1896.

[5] De Lorenzo G., *Reliquie dei grandi laghi pleistocenici nell'Italia meridionale.* Atti Acc. Sc. fis. e mat., s. 2ª, **9**, n. 6, pp. 74, figg. 30, tavv. 5. Napoli, 1898.

[6] Devoto G., *La serie stratigrafica di Monte S. Croce (Venafro).* Mem. Soc. Geol. It., **4**, pp. 5, tavv. 6, fig. 1. Bologna, 1963.

[7] Grandjacquet C., *Schéma structural de l'Apennin campano-lucanien (Italie).* Rev. de géol. phy. et de géol. dyn., (2), **5**, fasc. 3, pp. 185-202, figg. 14. Paris, (1962) 1963.

[8] Ietto A., *Osservazioni geologiche su alcune zone del Matese.* (nel presente volume).

[9] Manfredini M., *Osservazioni geologiche sul bordo interno della depressione molisana-sannitica (Italia meridionale).* Mem. Soc. geol. it., **4**, pp. 15, tav. 1. Bologna, 1963.

[10] Manfredini M., *Schema dell'evoluzione tettonica della Penisola Italiana.* Boll. Serv. Geol. d'It., **84**, pp. 3-27, tavv. 2. Roma, 1963.

[11] Pescatore T., *Una serie stratigrafica nel flysch a Sud-Est del Matese (Sannio).* Boll. Soc. geol. Ital., **80**, fasc. 3, pp. 3-7, tavv. 2. Roma, 1961.

[12] Pescatore T., *Ulteriori osservazioni sul flysch a sud-est del Matese.* Boll. Soc. geol. Ital., **80**, fasc. 4, pp. 1-9, tavv. 5. Roma, 1962.

[13] Pescatore T., *Confronto tra serie stratigrafiche a nord e a sud-est del Matese.* Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, **71**, pp. 61-65, tavv. 2. Napoli, 1963.

[14] Pescatore T., *Affioramenti di flysch cretaceo nell'alta valle del Volturno (Alto Molise).* Mem. Soc. Geol. Ital., **4**. Bologna, 1963 (in corso di stampa).

[15] Radina B., *Rilievo geologico della zona compresa tra S. Fele, Bella e Muro Lucano.* Boll. Soc. geol. Ital., **77**, fasc. 3, pp. 183-203, figg. 8, tavv. 2. Roma, 1958.

[16] Scarsella F., *I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici ed il flysch nell'Appennino centro-meridionale.* Boll. Soc. geol. Ital., **75** (1956), fasc. 3, pp. 115-137. Roma, 1957.

[17] Selli R., *Sulla trasgressione miocenica nell'Italia meridionale.* Giorn. di Geologia, Ann. Museo Geol. di Bologna, s. 2ª, **26** (1954-1955), pp. 1-54, tavv. 9. Bologna, 1957.

[18] Signorini R., *Sulla tettonica dei terreni mesozoici nell'Appennino lucano.* Rend. Acc. dei Lincei, Cl. Sc. fis., s. 6ª, **29**, pp. 558-562. Roma, 1939.

[19] Signorini R., *Osservazioni geologiche nell'alto Molise.* Boll. Soc. geol. Ital., **80**, fasc. 3, pp. 216-224. Roma, 1961.

[20] Signorini R. e Devoto G., *Il Paleogene nell'alto Molise.* Mem. Soc. Geol. Ital., **3**, pp. 461-514, tavv. 3, figg. 4. Pavia, 1962.

[21] Sgrosso I., *La trasgressione miocenica nel Matese centrale.* (nel presente volume).

[22] Vallario A., *Osservazioni geologiche nella zona di Capriati al Volturno (Caserta).* (nel presente volume).

[23] Zoja L., *Il flysch calcareo di Pescopagano (Avellino).* Boll. Soc. geol. Ital., **76**, pp. 371-383, figg. 8. Roma, 1957.

Osservazioni geologiche nella zona di Capriati a Volturno (Caserta) (*)

Nota del socio ANTONIO VALLARIO

(Tornata del 29 novembre 1963)

Premessa.

L'Appennino meridionale è caratterizzato da una serie calcareo-dolomitica, mesozoica, sulla quale poggiano trasgressivamente i terreni del Miocene.

La serie mesozoica è stata illustrata nei suoi particolari da vari Autori che ne hanno messo in evidenza la successione lito-bio-stratigrafica.

In questa serie si possono distinguere due zone una con continuità di sedimentazione dal Trias superiore al Cretaceo superiore ed una che presenta una lacuna nel Cretaceo medio in corrispondenza degli affioramenti bauxitici.

Fra queste due serie esiste una zona di transizione con complessi conglomeratici nel Cretacico medio.

Queste differenze danno una idea della evoluzione paleogeografica dell'Appennino meridionale; mettono in evidenza la presenza di un bacino ai cui margini emersioni parziali ed irregolari avvenute nel Cretaceo medio hanno permesso la formazione di depositi bauxitici, in ambiente continentale, ed il depositarsi dei complessi conglomeratici, nella zona di transizione.

La serie calcareo-dolomitica mesozoica di facies neritica ha uno spessore di 2500-3000 metri circa.

Nell'area nord-orientale e nella parte settentrionale del Matese affiora una serie di terreni con caratteristiche litologiche e faunistiche diverse da quelle della serie calcareo-dolomitica mesozoica propria dell'Appennino meridionale (facies orientale).

(*) Lavoro eseguito con il contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

La serie è costituita alla base da livelli diasprigni cui seguono calcari, calcari detritici, conglomerati, brecciole calcaree con intercalazioni di marne rosse.

Essa è designata come flysh cretacico, sebbene da qualche autore questa denominazione sia ritenuta solo in parte appropriata.

L'età è compresa fra il Cretaceo medio e l'Oligocene.

I rilevamenti effettuati nella zona di Capriati a Volturno, sul bordo occidentale del Matese, hanno portato al riconoscimento di una serie stratigrafica comprendente nella parte inferiore i termini della serie mesozoica carbonatica (Trias-Lias-Giura) e nella parte superiore i termini della serie del flysh (Cretaceo).

Descrizione delle serie stratigrafiche.

Nell'area rilevata compresa nella tavoletta 161 - III - NE Capriati a Volturno, possiamo distinguere morfologicamente due unità.

Una a nord-ovest, designata come la dorsale Fortegrega-Capriati, che fa parte della propagine più occidentale del Matese, ed una a sud, separata dalla prima dall'ampia conoide del fiume Sava, che è la dorsale di Ciorlano, limitata dalle valli del Volturno, del Lete e del Sava.

A queste due unità morfologiche corrispondono caratteristiche strutturali e stratigrafiche diverse.

La dorsale Fontegrega-Capriati è costituita alla base dalle dolomie del Trias superiore con *Megalodon* e *Worthenia*: seguono quindi dolomie cristalline zonate dell'Infralias.

Il complesso dolomitico è potente dai 400 ai 500 metri.

Su questo complesso poggia in trasgressione una serie prevalentemente conglomeratica del Cretaceo superiore con *Orbitoides media*.

Il piano di contatto, nella zona in esame, è rappresentato dalla base di un bancone conglomeratico potente 10-15 metri, a luoghi variabile fino a spessori di 30-40 metri, e spesso dolomitizzato.

Il complesso continua con calcareniti e calcari pseudosaccaroidi bianchi con intercalazioni, nella parte superiore, di banchi ricchi di frammenti di rudiste, con qualche raro esemplare ben conservato. Lo spessore della serie è dell'ordine dei 200 metri.

Seguono poi calcareniti, calcilutiti e brecciole calcaree con Nummuliti ed Alveoline, presumibilmente di età paleogenica.

La serie termina con terreni miocenici rappresentati da calcari

con Pettinidi, Ostreidi, Briozoi e Litothamni, cui seguono marne calcaree ed argille marnose.

Va messo in evidenza che il contatto tra le dolomie del Trias-Infralias ed i calcari bianchi del Cretaceo superiore appare bene esposto lungo la strada che da Capriati a Volturno porta a Gallo. Esso è sicuramente un contatto stratigrafico per trasgressione.

La dorsale di Ciorlano è suddivisa strutturalmente in una area settentrionale ed in una meridionale; il distacco fra queste due zone è netto e può essere individuato strutturalmente da una faglia, con andamento NE-SO, di notevole rigetto.

La parte settentrionale, costituita dai monti Cupamazza e Turchetto, presenta una successione stratigrafica simile a quella descritta per la dorsale di Capriati. Anche qui appare evidente la sovrapposizione stratigrafica fra le dolomie del Trias-Infralias ed i calcari pseudosaccaroidi bianchi cretacei. Il passaggio è visibile in località S. Lucia.

L'area meridionale della dorsale di Ciorlano comprende i rilievi di Colle del Campo (m. 765), Colle la Croce (m. 811) e Colle Cupone (m. 717).

La successione stratigrafica risulta qui differente. I calcari bianchi del Cretaceo sono trasgressivi sui terreni del Lias-Giura che non affiorano nell'area settentrionale e nella dorsale di Capriati.

Quasi tutta l'area meridionale della dorsale di Ciorlano è costituita da terreni del Giura-Lias della serie carbonatica e solo a Colle Nipri, in prossimità dell'abitato di Ciorlano, ed a nord ed est di Malle affiorano i calcari bianchi del Cretaceo.

Il contatto tra le formazioni del Giura-Lias ed i calcari bianchi cretacei si segue nettamente per un discreto tratto compreso fra Casino di Malle e la località Cesamaniero poco a nord di Colle Cupone (1).

---

(1) Il contatto dei calcari bianchi del Cretaceo superiore con le formazioni sottostanti è segnato a volte da depositi di minerali di ferro e manganese.

Nell'area rilevata si sono osservati due affioramenti di tali minerali.

Il primo nella dorsale di Capriati a Volturno, nel Vallone Conche, a nord dell'abitato di Fontegreca. Qui si rinviene un affioramento di minerali manganesiferi al contatto delle dolomie del Trias-Infralias con i calcari pseudosaccaroidi bianchi del Cretaceo superiore. Questo affioramento veniva coltivato per l'estrazione del manganese.

L'altro affioramento è stato osservato nella dorsale di Ciorlano in località Cesamaniero a nord-est di Colle Cupone; esso segna il contatto fra i calcari del Giura-Lias

Le formazioni del Giura-Lias sono costituite da calcari, calcari dolomitici e calcari detritici, a luoghi conglomeratici, con dei livelli dolomitici. L'età è compresa tra il Lias medio ed il Dogger (Batoniano).

La successione litobiostratigrafica è rappresentata alla base da calcari compatti avana e calcari detritici con *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia ed *Orbitopsella praecursor* Gümbel, cui si associano poi molluschi della facies a Lithiotis (Cenozona a *Palaeodasycladus mediterraneus* p.p.).

Seguono poi calcari grigi ed avana, con rare intercalazioni di calcari oolitici e pseudoolitici e con qualche bancone di dolomie macrocristalline biancastre. In questo complesso si rinvengono: *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, Textularidi, Valvulinidi (Cenozona a *Thaumatoporella parvovesiculifera*).

La serie carbonatica termina con calcari nocciola e grigi a luoghi detritici. Si rinvengono Coralli e Gasteropodi. La microfauna è costituita da: *Pfenderina salernitana* Sartoni e Crescenti. Textularidi, Valvulinidi (Cenozona a *Pfenderina salernitana*).

Conclusioni.

Base comune delle due serie illustrate sono i termini della serie calcareo-dolomitica mesozoica dell'Appennino meridionale.

Le caratteristiche litologiche riscontrate sono di ben poco differenti da quelle dei massicci mesozoici (Matese, Monte Maggiore, Monte Taburno, ecc.). Le successioni biostratigrafiche sono invece perfettamente corrispondenti.

Le formazioni cretacee costituite da calcari, conglomerati, calcareniti, in parte eteropiche dei calcari a rudiste, sono trasgressive sui termini triassici, liassici e giurassici della serie carbonatica.

Il contatto fra la serie conglomeratica del Cretaceo superiore ed i termini del Trias o del Giura-Lias sono pseudoconcordanti.

---

ed i calcari pseudosaccaroidi bianchi del Cretaceo superiore. Trattasi di minerali di ferro e precisamente di göthite. L'affioramento si segue nettamente per qualche decina di metri; lo spessore è variabile da pochi centimetri a qualche decimetro.

Entrambi gli affioramenti sono stratigraficamente localizzati alla base della trasgressione dei calcari pseudosaccaroidi bianchi del Cretaceo superiore.

Il significato e la genesi di tali depositi sarà oggetto di una nota in corso di elaborazione.

I regolari passaggi stratigrafici tra i termini del Trias o del Giura-Lias con la serie conglomeratica del Cretacico superiore portano a considerare la ipotesi della presenza di due fasi tettoniche, una di età liassica ed una anteriore al Cretaceo superiore a cui corrisponde la lacuna compresa tra il Giurassico superiore (Malm) ed il Cretaceo inferiore.

Da ciò si può dedurre che i movimenti che hanno interessato questa zona sono di tipo epirogenico ed hanno originato una struttura a faglie.

I calcari conglomeratici del Cretaceo, nella zona in esame, poggiano trasgressivamente sul paleoautoctono mesozoico, nella zona più a nord seguono in continuità di sedimentazione alle formazioni calcareo-selciose del Cretaceo medio, che passano a costituire il cosiddetto flysch « Molisano-Sannitico ».

Da quanto detto si deduce una autoctonia delle formazioni flyscioidi.

La zona studiata rappresenterebbe un'area della fascia di transizione tra la facies neritica dei calcari mesozoici dell'Appennino meridionale e le facies più profonde dei termini flyscioidi della serie Molisano-Sannitica.

Napoli, Istituto di Geologia, 29 novembre 1963.

RIASSUNTO

Il rilevamento della tavoletta 161 - III - NE Capriati a Volturno, ha permesso di considerare quest'area come parte della zona di transizione tra la serie calcareo-dolomitica mesozoica e la serie calcareo-selciosa conglomeratica cretaceo-oligocenica, che affiora più a nord.

La serie calcareo-dolomitica mesozoica è rappresentata da dolomie del Trias superiore, da calcari e calcari dolomitici del Lias e del Giura (Dogger).

La serie conglomeratica affiorante è costituita da conglomerati, calcareniti e calcari pseudosaccaroidi bianchi del Cretaceo superiore.

I terreni della serie conglomeratica cretacea poggiano in trasgressione sub-concordante sui terreni della serie carbonatica mesozoica.

La serie conglomeratica viene considerata autoctona.

SUMMARY

The survey of the zone near Capriati a Volturno (West Matese) made us able to think this area as a part of the transitional zone between mesozoic calcareus-dolomitic series and Cretaceous-oligocenic calcareous-flint conglomeratic series, ouctcropping toward North in the Molisano-Sannitica Trough.

The mesozoic calcareous-dolomitic series is formed by Upper Triassic dolomites, Liassic and Jiurassic limestone and dolomitic-limestones.

The conglomeratic series outcropping is formed by conglomerates, calcarenites and Upper Cretaceous pseudo-saccharoidal, withe limestones.

The cretaceous conglomeratic series overlies in sub-conformable trasgression the mesozoic carbonatic series.

The conglomeratic series is considered as autochthonous.

BIBLIOGRAFIA

Catenacci E., De Castro P. e Sgrosso I., *Livelli-guida del mesozoico calcareo-dolomitico nel massiccio del Matese.* Mem. Soc. Geol. Ital., vol. IV, Bologna, 1963.

D'Argenio B., *Contributo allo studio di una trasgressione medio-cretacica nell'Appennino campano.* Mem. Soc. Geol. Ital., vol. IV, Bologna, 1963.

Manfredini M., *Osservazioni geologiche sul bordo interno della Depressione Molisano-Sannitica (Italia meridionale).* Mem. Soc. Geol. Ital., vol. IV, Bologna, 1963.

Pescatore T., *Una serie stratigrafica nel flysch a SE del Matese.* Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 80, Roma, 1961.

— *Ulteriori osservazioni sul flysch a SE del Matese (Sannio).* Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 80, Roma, 1961.

— *Affioramenti di Flysch Cretacico nell'alta valle del Volturno.* Mem. Soc. Geol. Ital., vol. IV, Bologna, 1963.

Scarsella F., *I rapporti fra i massicci calcarei mesozoici ed il flysch nell'Appennino centro-meridionale.* Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 75, Roma, 1956.

Scarsella F. e Manfredini M., *Relazione preliminare sul rilevamento geologico del gruppo del Matese.* Boll. Serv. Geol. d'Ital., vol. 76, Roma, 1955.

Selli R., *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale.* Mem. Soc. Geol. Ital., vol. III, Roma, 1962.

Signorini R., *Osservazioni geologiche nell'alto Molise.* Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 80, Roma, 1961.

Signorini R. e Devoto G., *Il Paleogene nell'alto Molise.* Mem. Soc. Geol. Ital., vol. III, Roma, 1962.

I filoni sedimentari del Taburno-Camposauro (Appennino campano) (*)

Nota del socio BRUNO D'ARGENIO

(Tornata del 29 novembre 1963)

Premessa

È noto l'interesse che presentano i *filoni sedimentari*, in quanto strutture da cui è possibile ricavare elementi di notevole importanza per considerazioni di carattere stratigrafico, tettonico e paleogeografico.

La letteratura italiana sull'argomento è pressocchè inesistente e l'unica segnalazione per l'Appennino è quella di Scarsella (1958), che descrive i filoni sedimentari del Calcare Massiccio hettangiano del Corno Grande (Gran Sasso d'Italia), riempiti da dolomie del Lias medio e da conglomerati paleogenici.

L'argomento è però oggetto di numerosi lavori fuori d'Italia e gli Autori (Newsom, 1903; Pruvost, 1943; Shrock, 1948) hanno proposto alcune classificazioni per organizzare in un quadro unico le varie strutture descritte, le quali, se morfologicamente sono tra loro collegabili, differiscono spesso per genesi in modo sensibile.

Una breve rassegna di tali classificazioni è in Scarsella (1958).

I filoni del Taburno-Camposauro

Shrock (1958, p. 212) distingue due categorie di filoni sedimentari geneticamente diverse:

a) filoni formatisi per intrusione di materiale clastico o fluido, derivato da strati sottostanti e messo in posto per pressioni anormali, e

b) filoni formati per introduzione di materiali dall'alto: b^1) per una certa pressione o, b^2) per semplice riempimento di una fessura o frattura preesistente.

I filoni che si descriveranno sono tutti di quest'ultimo tipo e il

---

(*) Lavoro eseguito col contributo del C. N. R.

loro interesse risiede appunto nell'essere collegati con le principali vicende paleogeografiche mesozoiche e cenozoiche del gruppo del Taburno-Camposauro.

Questi filoni, salvo qualche eccezione, sono tutti di piccole dimensioni: non superano in genere i 15 cm. di larghezza e si possono seguire con continuità sul terreno per pochi metri o poche diecine di metri.

In alcuni casi eccezionali possono raggiungere anche il metro di larghezza, e circa un centinaio di metri di lunghezza.

Possiamo distinguere tre gruppi di filoni in base alla età del loro riempimento:

— filoni turoniani
— filoni senoniani
— filoni elveziani.

Filoni turoniani.

Geneticamente questi filoni sono connessi con i fenomeni epeirogenetici che, sul finire del Cretacico inferiore, portarono alla emersione parte dell'Appennino campano, riportandolo poi, nel Turoniano, nel dominio marino (D'Argenio, 1962, *b*).

Si riconoscono due tipi di filoni, connessi probabilmente con due momenti distinti nell'avvicendarsi dei movimenti epeirogenetici mediocretacei.

Il primo tipo è dato da filoni di piccole dimensioni, talora facenti passaggio a forme non più « filoniane », quali piccole tasche o ondulazioni della superficie d'emersione mediocretacica.

La larghezza di tali filoni non supera mai i 5-8 cm. e la loro lunghezza si segue sul terreno per alcuni decimetri. In vari casi si osservano le sponde ondulate, carsificate e orlate da un velo calcitico.

Le fessure, successivamente carsificate, si sono formate durante l'emersione o, comunque, in tale periodo sono state allargate e modellate. Il riempimento invece è marino, si è verificato durante l'ingressione turoniana ed è dato da una pasta calcarea grigia, a grana fine, con strutture di tipo fluidale, in straterelli con diversa tonalità di grigio sovrapposti.

Contemporaneamente avveniva il riempimento del secondo tipo, dato da fratture di dimensioni variabili, da pochi centimetri a 1-2 decimetri di larghezza. Queste fratture, però, sono, con ogni verosi-

miglianza, connesse con i movimenti di sommersione precedenti e contemporanei all'ingressione.

Il riempimento, che in molti casi non si distingue che ad un esame molto attento della roccia incassante, è simile a quello dei filoni precedenti, con toni rosso-bruni e mancanza di strutture di tipo fluidale.

Tutti questi filoni sono localizzati nei calcari del Cretacico inferiore e il materiale che li riempie è di età turoniana (1).

Località principali di affioramento sono il Monte Pentime, il Monte San Michele e il Colle della Noce, nel sottogruppo del Camposauro.

Filoni senoniani

Questi filoni sono connessi con una breve emersione documentabile solo sul bordo orientale del Taburno-Camposauro, di probabile età senoniana.

Con tale emersione sono collegati gli affioramenti più vistosi dei cosiddetti « marmi di Vitulano ».

Anche qui possiamo distinguere un primo tipo di filoni di piccole dimensioni, con le sponde carsificate e di riempimento subaereo; e un secondo tipo di filoni di riempimento certamente marino.

Questi ultimi sono in relazione con la successiva ingressione, anch'essa documentabile solo sul bordo orientale del Camposauro e di età probabilmente compresa tra il Senoniano superiore (Maestrichtiano ?) e il Paleocene.

Nel primo tipo, con maggiore evidenza che nelle analoghe strutture turoniane, siamo di fronte a un carsismo fossile, con forme che non sono più da considerare filoni sedimentari in senso stretto.

Il riempimento è costituito in questi casi da bauxiti rielaborate, brecce policrome e calcari cristallini, zonati, di tipo alabastrino.

Il secondo tipo è dato da piccoli filoni di riempimento penecontemporaneo alla formazione delle fratture e posteriori ai primi.

---

(1) I calcari a diceratidi che costituiscono la roccia incassante questi filoni appartengono all'Aptiano, rappresentando la parte alta della cenozona a Cuneolina camposauri (Sartori e Crescenti, 1962). Le calcilutiti che riempiono i filoni e i calcari immediatamente a tetto di questi, rappresentano la parte basale della trasgressione turonina e contengono *Dicyclina Schlumbergeri*. *Accordiella conica* e, in qualche caso, anche globotruncane (*Globotruncana lapparenti tricarinata*) (Quereau).

Il riempimento è dato da una pasta calcarea grigia, con fini elementi detritici provenienti dalla roccia incassante (2).

Questi filoni sono presenti solo nei calcari turoniani e sono ubicati tutti al Colle della Noce e al Monte Camposauro.

Filoni Langhiano-Elveziani.

Questi filoni geneticamente sono collegati con i fenomeni tettonici pre- ed inframiocenici; il riempimento è dato da calcari, calcareniti e marne siltose del Langhiano superiore-Elveziano (3).

Le loro dimensioni sono variabili, da pochi centimetri al Colle della Noce ad oltre un metro al M.te Pentime.

A differenza dei filoni cretacei questi miocenici si possono seguire talora per qualche decina di metri e, in casi eccezionali, per parecchie decine di metri (M. Pentime). Un altro elemento di distinzione è dato dal fatto che questi filoni possono attraversare tutti i terreni del Mesozoico fino al Lias (Monte San Michele, M. Taburno).

Gli esempi più belli si hanno però sempre alla base della trasgressione miocenica (Colle della Noce). I materiali del riempimento sono non solo calcarei, ma anche marnosi, o calcarenitici, di colore giallo, grigio e rosso. Manca, a quanto è dato vedere, un riempimento subareo anche parziale.

Conclusioni.

Tutte queste strutture ora descritte sono ricollegabili ad un ciclico ripetersi di fenomeni paleogeografici che, col susseguirsi di regressioni e ingressioni, produssero le condizioni atte alla loro formazione e alla loro « fossilizzazione ».

Riassumendo possiamo perciò dire che i filoni sedimentari del Taburno-Camposauro:

— sono tutti epigenetici;

— sono in piccola parte di riempimento subareo e per il resto di riempimento marino;

---

(2) Non ho rinvenuto, nel materiale di riempimento di questi filoni, fossili di sicuro valore stratigrafico. ma i calcari che sono immedatamente a tetto appartengono, almeno in parte, al Maestrichtiano con *Orbitoides* sp. e *Monolepidorbis* sp.

(3) Il riempimento di questi filoni è dato da calcareniti ad *Amphistegina* sp. con litotamni e frammenti di valve di lamellibranchi, che corrispondono alla parte basale della trasgressione miocenica (D'Argenio, 1961 *a*, 1963 *b*).

— sono in relazione con i più importanti eventi paleogeografici del Taburno-Camposauro (D'Argenio, 1961 b, 1962, 1963 a, b);

— sono ubicati in una fascia larga pochi chilometri che corre, da nord a sud, lungo il bordo orientale del Taburno-Camposauro e, da est verso ovest, lungo il versante meridionale del Taburno.

Il ripetersi nel tempo degli stessi fenomeni è pertanto dovuto all'analogia che presentano tra loro le vicende tettoniche mesozoiche e cenozoiche che hanno interessato in particolare questa parte del gruppo del Taburno-Camposauro.

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, ottobre 1963.

RIASSUNTO

Si descrivono i filoni sedimentari del Taburno Camposauro, distinguendo, in base all'età del loro riempimento, filoni turoniani, senoniani e langhiano-elveziani.

Seguono alcune considerazioni sul signficato paleogeografico di tali strutture.

SUMMARY

Clastic dikes of Taburno-Camposauro Mountains are described and, on the ground of their filling, turonian, senoian and langhian-elvetian dikes are distinguished.

Some considerations on paleogeographic significance of these structures follow.

BIBLIOGRAFIA

Campbell M. R., 1904. *Conglomerate dikes in Southern Arizona.* « Amer. Geol. », **33**, pp. 135-38.

Case E. C., 1895. *Mud and sand dikes of the Withe River Eocene.* « Amer. Geol. », **15**, pp. 248-254.

Croneis C. e Scott H. W., 1933. *Scolecodonts and Conodonts from fissure filling in the Niagaran of Illinois.* « Bull. Geol. Soc. of Am. », **44**, pp. 207-208.

D'Argenio B., 1959. *Osservazioni geomorfologiche sul gruppo del Taburno.* « Boll. Soc. Nat. in Napoli », **68**, pp. 12, tavv. 5. Napoli.

D'Argenio B., 1961 a. *Sul Miocene autoctono del M. Camposauro.* « Boll. Soc. Nat. in Napoli », **70**, pp. 5. Napoli.

D'Argenio B., 1961 b. *Osservazioni sulla genesi e l'età dei « Marmi di Vitulano » e sulla paleogeografia del Monte Camposauro.* « Boll. Soc. Nat. in Napoli », **70**, pp. 12, tavv. 4. Napoli.

D'Argenio B., 1962. *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano.* « Mem. Soc. Geol. Ital. », **4**, pp. 52, figg. 10, tavv. 8. Bologna, 1963.

D'Argenio B., 1963 a. *Linee isopiche e strutturali cretaciche persistenti nell'Appennino campano.* « Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. », serie IV, **30** (1963).

D'Argenio B., 1963 b. — *Lineamenti tettonici del gruppo del Taburno.* « Atti Acc. Pontaniana », n. s., **13**. Napoli.

Diller J. S., 1890. *Sandstone dikes.* « Bull. Geol. Soc. Am. », **1**, pp. 401-442.

Grabau A. W., 1900. *Siluro-Devonic contact in Erie Co., New York.* « Bull. Geol. Soc. Am. », **11**, pp. 347-376.

Lawler T. B., 1923. *On the occurrence of sandstone dikes and chalcedony veins in the Withe River Oligocene.* « Am. Journ. Sc. », serie V, **5**, pp. 160-172.

Moret L., 1946. *A propos du mode de formation des « filons clastiques ».* « Trav. Lab. Géol. de Grenoble », **25**, (1945-1946), pp. 53-55. Grenoble.

Moret L., 1958. *Précis de Géologie.* III ed. Parigi. Masson & C.

Newson J. F., 1903. *Clastic dikes.* « Bull. Geol. Soc. Am. », **14**, pp. 227-260, figg. 19, tavv. 10.

Pruvost. 1943. *Filons clastiques.* « Bull. Soc. Geol. France », serie V, **13**, pp. 91-104, figg. 3, tav. 1.

Rovereto G., 1924. *Trattato di Geologia Morfologica.* Vol. I. Hoepli, Milano.

Sartoni S. e Crescenti U., 1962. *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale.* « Giorn. di Geol. », **29** (1960-61), pp. 161-302, tavv. 42. Bologna.

Scarsella F., 1958. *« Filoni sedimentari » nel calcare Massiccio hettangiano del Corno Grande (Gran Sasso d'Italia).* « Boll. Soc. Geol. Ital. », **77**, pp. 15, figg. 4 ,tavv. 1. Roma.

Shrock R. R., 1948. *Sequence in Layered Rocks.* New York, Mc Graw Hill Co.

Smith A. J. e Rast N., 1958. *Sedimentary Dykes in the Dalradian of Scotland.* « Geol. Mag. », **95**, n. 3.

Vitanage P. W., 1954. *Sanstone Dikes in the South Platte area-Colorado.* « Journ. of Geol. », **62**, pp. 493-500.

Williams M. Y., 1927. *Sandstone Dikes in Southeastern Alberta.* « Royal Soc. Canada Trans. », serie III, **21**, n. 4, pp. 153-174.

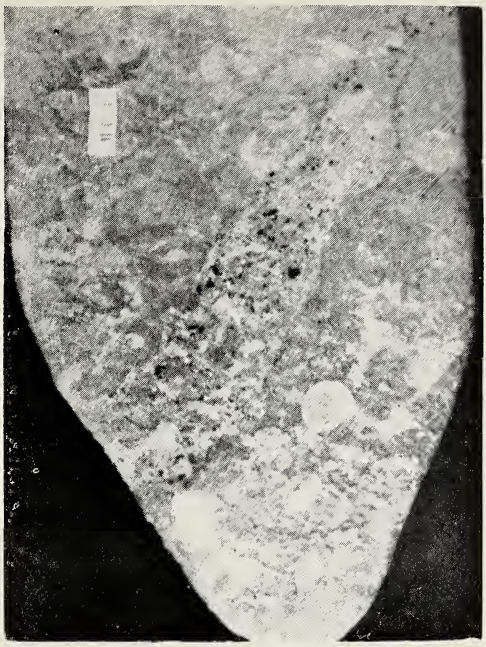
Tavola I.

Fig. 1. — Cautano, Cava Perla. Piccolo filone Sedimentario nelle calcareniti del Cretacico inferiore, riempito da calcilutite policroma grigia e rossa (in grigio scuro e in nero nella fotografia) del Turoniano. Le sponde del filone sono tapezzate da calcite in grossi cristalli (metà della grandezza naturale).

Fig. 2. — Cautano. Colle della Noce, strada per Masseria San Vito. Piccolo filone sedimentario nei calcari ad acteonidi del Turoniano, riempito dalle calcareniti del Senoniano (Maestrichtiano?). (Un terzo della grandezza naturale).

Fig. 3. — Vitulano. La Marmorera. Filone sedimentario nelle calciruditi senoniane (Marmi di Vitulano p. p.), riempito dalle calcareniti del Miocene.

1



2

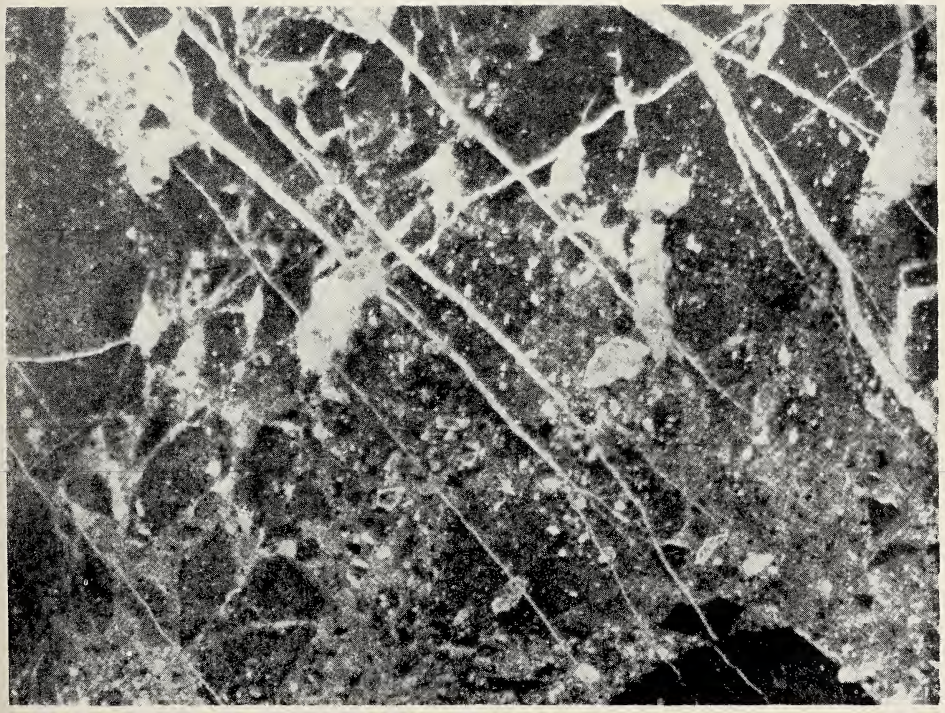
3

Tavola II.

Fig. 1. — M.te Camposauro. Microfacies del riempimento di un filone miocenico: calcareniti con litotamni, *Amphistegina* sp. briozoi e frammenti di valve di lamellibranchi (× 10, circa).

Fig. 2. — M.te Pentime. Microfacies del riempimento di un filome turoniano (?): calcirudite con *Globotruncana lapparenti tricarinata* (*Quereau*), *Globotruncana* sp. (× 10 circa).

1



2

La trasgressione sopracretacica nei Monti d'Ocre (Abruzzo aquilano) (*)

Nota del socio BRUNO D'ARGENIO

(Tornata del 29 novembre 1963)

Durante lo scorso anno ho illustrato con alcune note una trasgressione sopracretacica nell'Appennino campano, di cui non era stata fino ad allora data notizia (D'Argenio, 1962 *a*, *b*).

In considerazione dell'interesse generale di tale fenomeno dal punto di vista stratigrafico, tettonico e soprattutto paleogeografico, ho ritenuto utile estendere le mie ricerche anche più a nord, dove avevo motivi per ritenere che le osservazioni fatte in Campania potessero trovare conferma in analoghe situazioni, dando a tale trasgressione una estensione e un'importanza ancora più vasta; infatti veniva in tal modo ad essere presa in esame una considerevole parte dell'Appennino centro-meridionale, lungo i duecento chilometri circa che, in linea d'aria, separano l'Aquila da Benevento, punti estremi dell'area esaminata.

Con questa nota desidero illustrare, brevemente, le caratteristiche della ingressione turoniana e dell'ampiezza della lacuna stratigrafica nei Monti d'Ocre, rimandando, per l'inquadramento generale del problema, a quanto ho scritto precedentemente (D'Argenio 1962 *a*, *b*; 1963 *a*, *b*; D'Argenio e DeCunzo, 1963).

I Monti d'Ocre costituiscono la parte più settentrionale della area esaminata, può darsi però che non rappresentino il punto più settentrionale in cui è documentabile la lacuna mediocretacica e l'ingressione turoniana.

Questi monti, ben noti nella letteratura geologica per gli studi di Parona, costituiscono un sottogruppo del Velino.

Le conoscenze stratigrafiche di dettaglio sono a tutt'oggi, quelle illustrate da Parona (1907, 1909).

(*) Lavoro eseguito col contributo del C.N.R.

Nel triangolo compreso tra l'Aquila, Tornimparte e Rocca di Mezzo, possiamo riconoscere, dal basso verso l'alto, la seguente successione litostratigrafica.

1) Calcari, calcari dolomitici e dolomie privi di macrofossili nella parte bassa, ma con faune talvolta molto abbondanti verso l'alto; i microfossili sono saltuariamente presenti (Giurassico-Cretacico inferiore); spessori affioranti almeno 400 m.;

2) calcari bianchi, compatti, subcristallini, a piccoli diceratidi e rari radiolitidi, con spessori variabili tra i 50 e i 100 metri (Aptiano-Albiano);

3) orizzonte bauxitico (= lacuna stratigrafica) con spessori tra i pochi centimetri e i 15 metri (spessore massimo osservato);

4) *parte basale dell'ingressione*, costituita da conglomerati in strati e banchi, con alternanze di marne verdi; gli spessori complessivi variano tra pochi metri e un massimo osservato di circa 40 metri (Turoniano inferiore);

5) calcari bianchi a ippuritidi e radiolitidi, talora biostromali (Turoniano-Senoniano);

6) calcareniti mioceniche a pettinidi.

Le considerazioni più interessanti sono quelle che si possono fare esaminando le caratteristiche che accomunano o rendono diverse le situazioni nord-abruzzesi da quelle campane: vediamole rapidamente.

La comunanza di caratteri tra le situazioni abruzzesi e quelle campane ha un duplice aspetto: litologico e stratigrafico.

In particolare, nella seconda parte della successione vi sono intercalazioni di calcari nerastri, sottilmente stratificati e di marne verdi, talora con piccole orbitoline, che spettano all'Aptiano e che corrispondono alle isopiche facies campane (cenozona a *Cuneolina camposauri* Sart. e Cresc. di Sartoni e Crescenti, 1962).

Nella terza parte della successione la corrispondenza litostratigrafica è anch'essa molto notevole; a ciò si aggiunga, per le biofacies, la concordanza pressocchè completa delle associazioni, che permette di attribuire all'Albiano (Cenomaniano inf. ?) il tetto della serie infracretacica (cenozona a *Cuneolina pavonia parva* Henson di Sartoni e Crescenti, 1962).

Analogie notevoli presenta anche la quinta parte della successione costituita da calcari a rudiste.

Si possono però osservare, a partire dalle bauxiti, alcune diffe-

renze, soprattutto litologiche. Le bauxiti, ad esempio, raggiungono spessori maggiori di quelle dell'Appennino campano e non hanno che rari passaggi laterali a brecce; a volte tali brecce compaiono alla base o in sacche nelle stesse bauxiti; gli elementi di cui sono costituite appartengono tutti ai calcari dell'immediato letto.

L'elemento di maggiore diversità è dato comunque dalla base della ingressione, i cui conglomerati, in strati e banchi, non trovano corrispondenza nelle facies campane, i cui scarsi conglomerati basali della ingressione turoniana differiscono da questi per litofacies.

Maggiore è invece l'analogia delle microfacies che permettono di datare come Turoniano inferiore questa parte della serie cretacica (cenozona a *Cuneolina pavonia parva* Henson e a *Dyciclina Schlumbergeri* Mun. Chalm. di Sartoni e Crescenti, 1962).

Questa unità litostratigrafica presenta inoltre variabilità laterali molto sentite e merita pertanto un più accurato ed attento esame, che ci si ripromette di effettuare in seguito.

Concludendo possiamo dire che:

— nei monti d'Ocre esiste una lacuna stratigrafica all'altezza del Cretacico medio, comprendente almeno il Cenomaniano;

— tale lacuna si riscontra anche nell'Appennino campano dove però sembra essere di poco meno ampia; più strette analogie si possono invece notare, a sud del Fucino, nella Marsica (D'Argenio e De Cunzo, 1963).

— la trasgressione del Cretacico superiore ha caratteristiche che, mentre si ricollegano bene con quelle della Marsica, differiscono alquanto da quelle campane: ciò è indubbiamente dovuto ad un iniziale diverso ambiente di sedimentazione (di tipo deltizio ?);

— le analogie riscontrate permettono di considerare però, nel suo insieme, buona la corrispondenza nella successione dei fenomeni paleogeografici, quali sono stati ricostruiti per l'Appennino campano.

Pertanto è da ritenere che nell'Appennino centro-meridionale, a partire dall'Aquila fino all'altezza di Benevento, in corrispondenza delle attuali bauxiti o delle loro facies laterali (D'Argenio, 1962, *b*), durante il Cenomaniano si estendeva con continuità, forse in qualche parte interrotta, un'area di emersione, piatta e allungata, su cui si andavano accumulando, con maggiore o minore discontinuità, quegli estesi depositi di materiali, che hanno poi dato luogo alle attuali bauxiti.

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, novembre 1963.

RIASSUNTO

L'orizzonte bauxitico dei Monti d'Ocre attesta la presenza di un'area d'emersione cenomaniana anche nell'Abruzzo aquilano.

Si danno alcuni cenni sull'ampiezza della lacuna stratigrafica e si mettono in evidenza gli elementi in comune tra le situazioni campane e quelle abruzzesi.

SUMMARY

Bauxites of Monti d'Ocre prove the emergence of this zone during the Cenomanian. In this paper some accounts on stratigraphical *lacuna* in « Abruzzo aquilano » are stated and analogies with Campan Apennines are signaled.

BIBLIOGRAFIA

Cassetti M., 1901. *La bauxite in Italia.* « Rass. Min. », **15**, pp. 17-18. Torino.

Cassetti M., 1902. *Dal Fucino alla Valle del Liri. Rilevamento geologico fatto nel 1901.* « Boll. Com. Geol. d'It. », **33**, pp. 158-177. Roma.

Cassetti M., 1915. *Appunti geologici su alcune regioni della Capitanata dell'Irpinia e dell'Abruzzo chietino e aquilano.* « Boll. Com. Geol. d'It. », **44**, (1913-1914). Roma.

Cavinato A., 1948. *Geologia e genesi delle bauxiti.* « Mem. Ist. Geol. Univ. di Padova », **15**, n. 6, pp. 1-50, figg. 12. Padova.

Crema C., 1920. *Osservazioni sui giacimenti di bauxite dell'Appennino, dell'Istria e della Dalmazia.* « Rend. Acc. Lincei », cl. Sc. Fis., s. 5, **29**, pp. 492-496 Roma.

D'Ambrosi C., 1943. *Intorno alla genesi del saldame, della bauxite e di alcuni minerali di ferro del Cretaceo dell'Istria.* « Boll. Soc. Geol. It. », **61**, fasc. 3, pp. 411-434, tav. 1. Roma.

D'Argenio B., 1962 a. *Impronte di disseccamento (sun cracks) nelle bauxiti del Matese.* « Boll. Soc. Nat. in Napoli », **71**, pp. 90-102, tavv. 2. Napoli, 1963.

D'Argenio B., 1962 b. *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano.* « Mem. Soc. Geol. It. ». **4**, pp. 52, figg. 10, tavv. 8. Bologna, 1963.

D'Argenio B., 1962 c. *Sull'età dei livelli a requienie nell'Appennino campano.* « Boll. Soc. Nat. in Napoli », **71**, pp. 146-156. Napoli, 1963.

D'Argenio B., 1963 a. *I filoni sedimentari del Taburno-Camposauro (Appennino Campano).* « Boll. Soc. Nat. in Napoli », **72** (1963). Napoli.

D'Argenio B., 1963 b. *Linee isopiche e strutturali cretaciche persistenti nello Appennino campano.* « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », serie IV, **30** (1963). Napoli.

D'Argenio B. e De Cunzo T., 1963. *Sulla presenza di pollini e resti di insetti nelle bauxiti della Marsica.* « Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. », serie IV, **30** (1963). Napoli.

De Weisse I. G., 1948. *Les bauxites de l'Europe centrale (Prov. dinarique et Hongrie).* « Mem. Soc. Vaudoise Sc. Nat. », **9**, n. 1, pp. 1-162, figg. 14, tavv. 3, tab. 5, bibl. Losanna.

PARONA C. F., 1907. *Risultati di uno studio sul Cretaceo superiore dei Monti di Bagno presso l'Aquila.* « Rend. Acc. Lincei », cl. Sc. fis. e mat., s. V, **16**, 2° sem., pp. 229-236. Roma.

PARONA C. F., 1924. *Trattato di Geologia, con speciale riguardo alla geologia di Italia.* II ed. Milano, Vallardi.

PARONA C. F. e Collab. 1909. *La fauna coralligena del Cretaceo dei Monti d'Ocre nell'Abruzzo aquilano.* « Mem. per servire alla descr. della carta geol. d'It. », **5**, pp. 242, tavv. 28. Roma.

SACCO F., 1907. *Gli Abruzzi. Schema geologico.* « Boll. Soc. Geol. d'It. ». **26**, f. 3. Roma.

SARTONI S. e CRESCENTI U., 1962. *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dello Appennino meridionale.* « Giorn. di Geol. », serie II, **29**, pp. 161-302, tavv. 52. Bologna.

SEGRE A. G., 1950. *La struttura dell'Arco abruzzese interno.* « Contr. di Sc. Geol. », suppl. a la « Ric. Scient. ». C.N.R., **20**. Roma.

La trasgressione miocenica nel Matese centrale

Nota del socio ITALO SGROSSO (1)*

(Tornata del 29 novembre 1963)

La trasgressione miocenica è un fenomeno generalmente riconosciuto in quasi tutto l'Appennino meridionale ed è stata ampiamente descritta anche nel massiccio del Matese (SELLI 1957 [3]). Nel Matese centrale e più precisamente nella zona centro-settentrionale della tavoletta 161 - III - SE - Roccamandolfi (2), sedimenti miocenici non erano mai stati segnalati.

Ho potuto constatare invece che il Miocene *è presente e trasgredisce sul Mesozoico con modalità diverse da quelle sino ad ora descritte in altre località*: esso infatti si ritrova, in piccoli lembi ed in placche residue, su una superficie morfologicamente evoluta e poggia indifferentemente (3) su terreni del Lias del Giura, del Cretacico inferiore, del Cretacico superiore e del Maestrichtiano-Paleocene (4).

Questi sedimenti miocenici trasgressivi sono costituiti prevalentemente da marne calcaree verdine, talora giallastre, grigio-azzurre e avana e, solo occasionalmente, rossastre: esse sono per lo più conglo-

---

(1) Questa nota si inquadra nei lavori di « rilevamento e aggiornamento della Carta Geologica d'Italia » (legge del 3-1-1960, n. 15) eseguiti per conto del Servizio Geologico d'Italia sotto la direzione scientifica del prof. FRANCESCO SCARSELLA. Lavoro eseguito con il contributo del C. N. R.

(2) In particolare la zona presa in esame è quella compresa tra il M. Miletto e il M. La Gallinola ed i rilievi situati ad ovest, a nord e a nord-est di questi.

(3) SIGNORINI (1950) [4], in zone più occidentali notava che il Miocene, sempre concordante, trasgredisce su terreni di età diversa (Cretacico superiore, Cretacico inferiore e forse Giura). PESCATORE (1962) [2] riconosce, in zone ancora più occidentali, terreni miocenici trasgressivi sul Giura superiore. Nella vicina zona di Gallo il Miocene trasgredisce anche sulle dolomie del Trias (comunicazione orale del dott. IETTO).

(4) Formazione dei così detti calcari « pseudosaccaroidi » (PESCATORE, 1962 [2]).

meratiche con piccoli frammenti calcarei (5) a spigoli vivi immersi nella pasta. Talora invece si ritrovano veri e propri conglomerati con elementi di grandezza variabile, generalmente non superiore al decimetro cubo; il cemento marnoso di questi conglomerati, talvolta abbondante, è più spesso così scarso e incoerente che questi si sgretolano facilmente sotto i colpi del martello.

Queste marne sono molto ricche di microfauna: facilmente riconoscibili anche con la sola lente sono Orbuline e Globigerine e, più raramente, Anphistegine (« formazione di Longano » Selli 1957 [3], attribuita all'Elveziano).

I materiali sopradescritti, che, come già detto, si ritrovano in affioramenti molto poco potenti (lo spessore massimo non raggiunge i due metri) e tanto poco estesi da essere difficilmente cartografabili, offrono svariatissime condizioni di giacitura, poichè possono poggiare anche sulle testate stesse degli strati della serie mesozoica; più frequentemente però essi riempiono fratture e piccole cavità preesistenti ed a volte formano veri e propri filoni sedimentari che si possono seguire per parecchie decine di metri.

In tutta la zona di M. La Gallinola e nelle alture immediatamente a nord di questo, le marne ad *Orbulina* poggiano in prevalenza sui calcari del Cretacico superiore e, meno frequentemente su quelli del Cretacico inferiore; nella zona M. Miletto - Colle Tamburo poggiano principalmente sul Cretacico inferiore, che è il termine che affiora più estesamente; quindi sul Giura e sul Lias; non sono rappresentati terreni del Cretacico superiore.

La superfice morfologica sulla quale ha trasgredito il Miocene era molto simile a quella che appare adesso con un carsismo assai evoluto e con ampie valli mature; infatti sul fondo e sui lati di quasi tutte le doline e negli ampi campi carsici, molto numerosi nella zona, sono riconoscibili i calcari conglomeratici a cemento marnoso e le marne, le quali riempiendo le fratture dei calcari sottostanti li hanno impermeabilizzati ed hanno pertanto arrestato, o per lo meno rallen-

---

che trasgrediscono su di una morfologia mossa e poggiano, nella tavoletta di Roccamandolfi, sul Lias, sul Giura, sul Cretacico inferiore e forse anche sul cretacico superiore.

(5) Si trovano elementi appartenenti a tutti i termini della serie mesozoica su cui questa formazione trasgredisce ed anche piccoli frammenti di marne molto calcaree color avana scuro contenenti la stessa microfauna del cemento.

tato, il processo di carsificazione (6). In alcune zone faglie recenti hanno poi ringiovanito il ciclo carsico ribassando il livello di base (7).

Le marne, sempre però in piccolissimi affioramenti o addirittura in leggere spalmature, si ritrovano lungo i fianchi di alcune ampie valli che si estendono tra il M. Miletto e il M. La Gallinola e persino lungo le ripide pareti di alcune alture a N E del M. La Gallinola.

Una morfologia così profondamente incisa già prima dell'ingressione miocenica non può spiegarsi se non ammettendo l'esistenza di fasi tettoniche che abbiano variamente fagliato ed innalzato blocchi della serie mesozoica (8) permettendo e facilitando l'azione degli agenti esogeni che hanno avuto modo di agire in tutto il lasso di tempo compreso nella lacuna stratigrafica paleogenica. E poichè nel Matese occidentale e settentrionale i calcari « pseudosaccaroidi » del Cretacico superiore-Paleocene trasgrediscono pressocchè concordanti su terreni di varia età (Triassico, Giurassico e Cretacico) significa che già prima di questa fase tardo-cretacica si erano avute condizioni tali da impiantare una morfologia così mossa. Questa morfologia, a mio avviso, può spiegarsi soltanto nella ammissione di una struttura tettonica a « blocchi » limitati da faglie e non è pertanto esclusivamente in funzione del tempo trascorso in emersione; tanto vero che il Miocene calcarenitico trasgressivo giace generalmente concordante sul Cretacico superiore. Pertanto le particolari modalità con cui i sedimenti marnosi trasgrediscono sul Mesozoico nel territorio in esame sono dovute alle vicende paleogeografiche che vi si sono verificate, condizionate queste ultime dalla instabilità tettonica della zona.

Da notare inoltre che in tutto il territorio in questione non ho rinvenuto affioramenti di calcari e calcareniti a *Pecten* Briozoi e Litotamni (« formazione di Cusano » Selli 1957 [3] che si affiorano estesamente nelle zone vicine e sono generalmente sottoposti alle

---

(6) In qualche caso, come per la sorgente Capo d'acqua nei pressi di Campitello, questa formazione ha importanza dal punto di vista idrogeologico poichè funziona da livello impermeabile.

(7) Per esempio, quanto accennato è molto ben visibile nella zona sovrastante il lago Matese a sud del M. Miletto e del M. La Gallinola dove si possono vedere alcune ampie valli sospese.

(8) Anche nel Casertano vengono riconosciute analoghe fasi tettoniche (Scrosso 1963 [5], Ietto 1963 [1].

marne ad *Orbulina*; nè ho ritrovato tracce di esse tra gli elementi del conglomerato a cemento marnoso (9).

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, novembre 1963.

RIASSUNTO

Vengono segnalati sedimenti miocenici affioranti su una vasta area nella tav. 161 - III - SE - Roccamandolfi. Essi trasgrediscono con modalità del tutto particolari su una superficie morfologica accidentata. Si tratta di marne e conglomerati a cemento marnoso che poggiano su tutti i termini della serie mesozoica (Lias-Giura-Cretacico inf. e sup.). Queste particolari modalità vengono collegate con le vicende paleogeografiche della regione. In zone vicine, viceversa, il Miocene trasgredisce, come generalmente avviene nll'Appennino meridionale, concordante sul Cretacico superiore.

SUMMARY

Miocenic sediments are noted in a great area on the tav. 161 - III - SE - Roccamandolfi. They are marls and conglomerates transgressiv on the all complexes of the l my and dolomitic mesozoic system (Lias-Jurassic-Lower and Upper Cretaceous). This particular modality is the consequence of the palaeogeographic vicissitudes of the area.

LAVORI CITATI

[1] Ietto A., *Osservazioni stratigrafiche e tettoniche sui Monti di Caserta.* Boll. Soc. dei Naturalisti in Napoli, 72, Napoli 1963 (in corso di stampa).

[2] Pescatore T., *Affioramenti di flysch cretacico nell'alta valle del Volturno* (Alto Molise). Mem. Soc. Geol. It., vol. IV, Roma 1962 (in corso di stampa).

[3] Selli R., *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale.* Gior. Geol. XXVI, Bologna 1957.

[4] Signorini R., Devoto G., *Il Paleogene nel Molise.* Mem. Soc. Geol. It., vol. III, Roma 1960.

[5] Sgrosso I., *Il Paleocene nella zona di Pietravairano (Caserta), con alcune considerazioni sulla tettonica cretacica.* Boll. Soc. dei Naturalisti in Napoli, 72, Napoli 1963 (in corso di stampa).

---

(9) Anche Selli 1957) [3] nota che nel Molise la formazione di Cusano non è ben rappresentata.

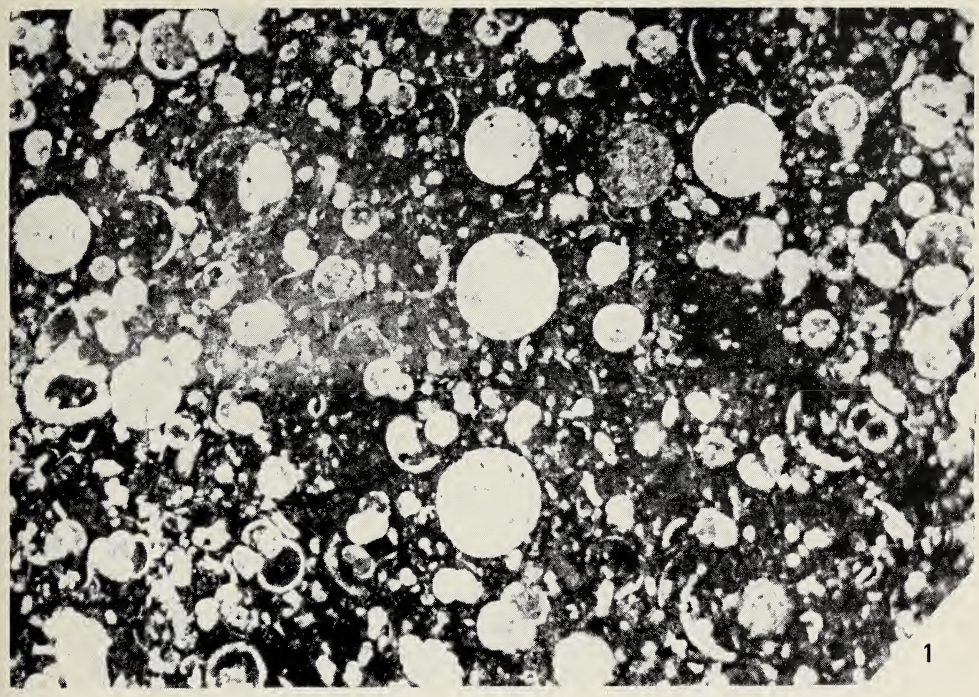
Tavola I.

Fig. 1. — *Orbulina.*

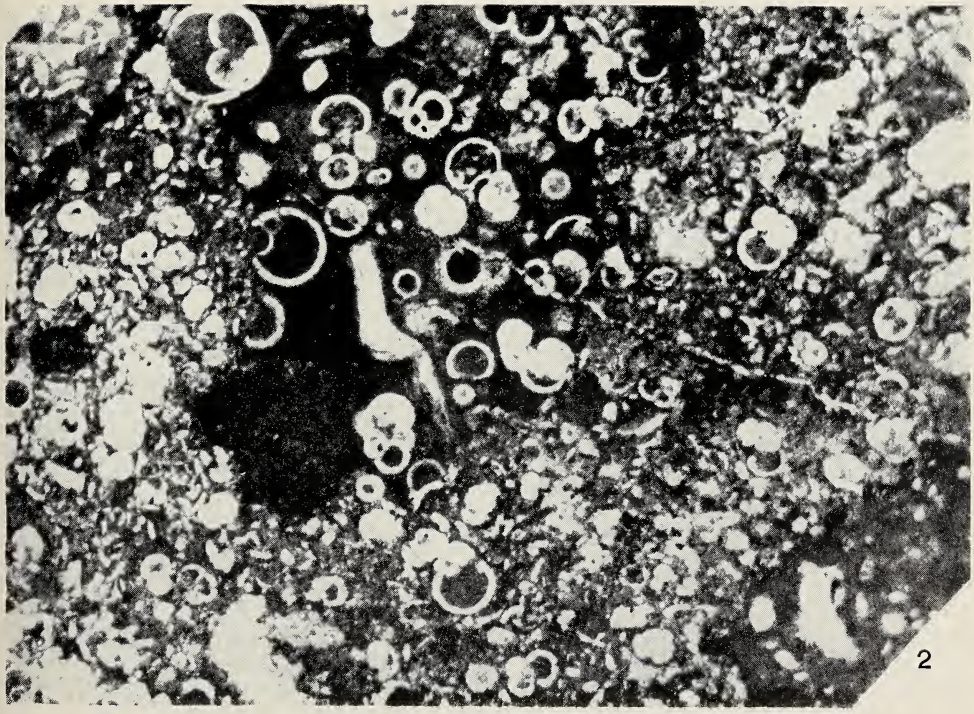
Associazione costituita da: *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Gobloquadrina*, *Anomalinidae*, Lamellibranchi, radioli di Echinoidi.
Marna calcarea talora conglomeratica.
Preparato: S. 192, 3 (circa 28,5 ×).
Località: Campo Puzzo (tav. 161 - II - NE - Roccamandolfi).
Età: Elveziano.

Fig. 2. — *Orbulina.*

Associazione costituita da: *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globoquadrina*, *Anomalinidae*, Lamellibranchi, radioli di Echinoidi.
Marna calcarea talora conglomeratica.
Preparato: S. 192, 3 (circa 28.5 ×).
Località: M. Gallinola (Tav. 161 - II - NE - Roccamandolfi).
Età: Elveziano.



1



2

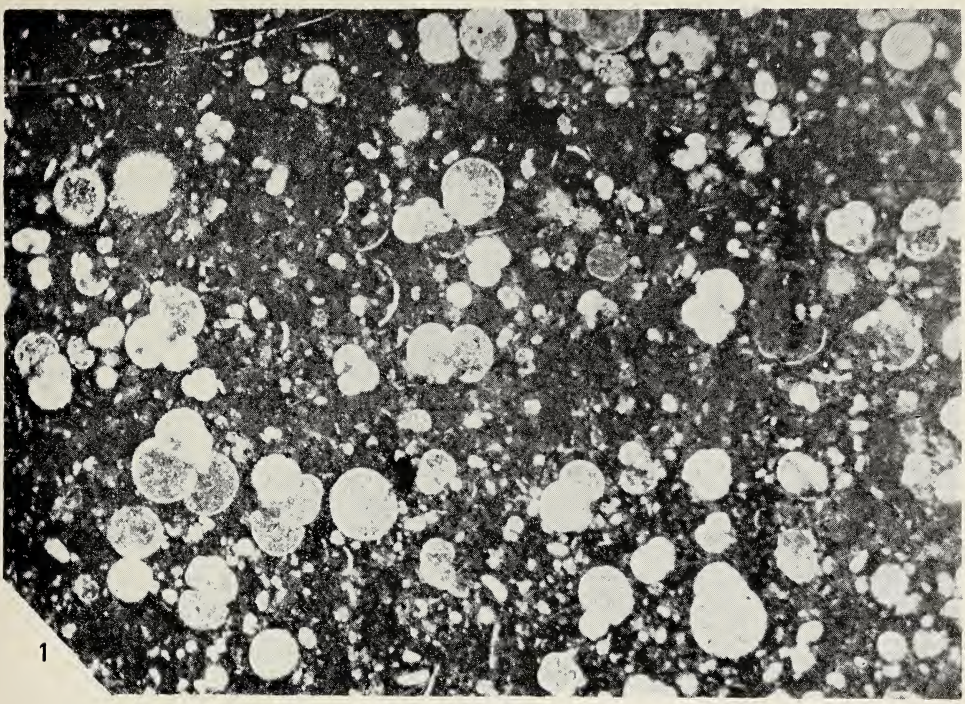
Tavola II.

Fig. 1. — *Globigerinidae.*

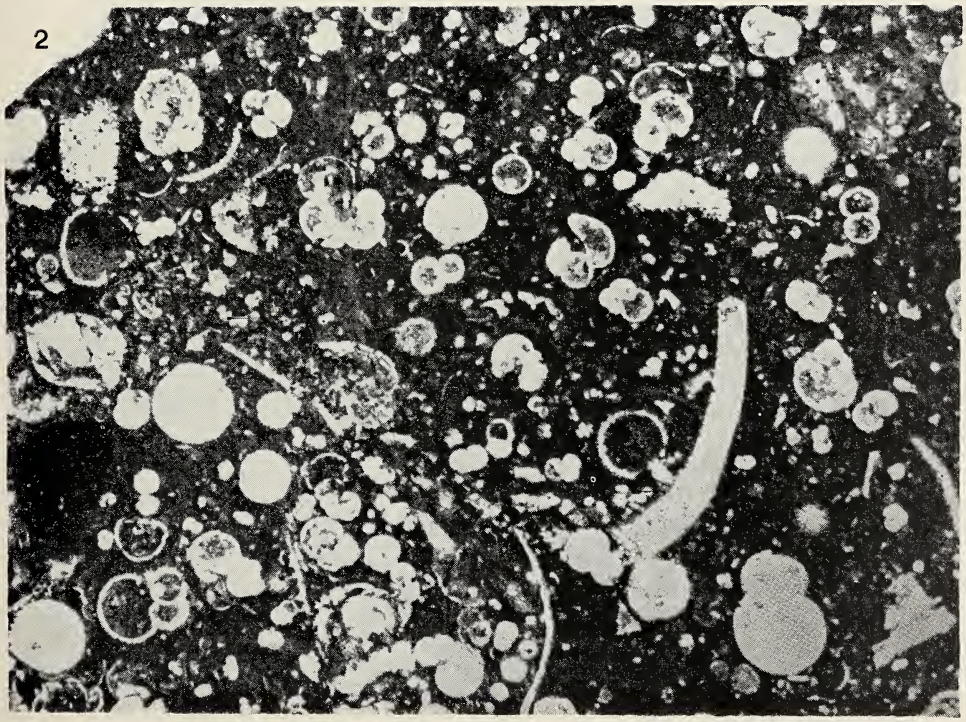
Associazione costituita da: *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globoquadrina*, *Anomalinidae*, Lamellibranchi, radioli di Echinoidi.
Marna calcarea talora conglomeratica.
Preparato: S. 192, 2 (circa 28,5 ×).
Località: Campo Puzzo (tav. 161 - II - NE - Roccamandolfi).
Età: Elveziano.

Fig. 2. — *Globigerinidae.*

Associazione costituita da: *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globoquadrina*, *Anomalinidae*, Lamellibranchi, radioli di Echinoidi.
Preparato: S. 190, 2 (circa 28,5 ×).
Località: Campo Puzzo (tav. 161 - II - NE - Roccamandolfi).
Età: Elveziano.



1



2

Ciottoli d'argilla armati nel vallone del Demosito (Irpinia) (1)

Nota del socio TULLIO PESCATORE

(Tornata del 29 novembre 1963)

I primi chilometri del tracciato della S.S. n. 303, che si innesta al Passo di Mirabella sulla strada statale delle Puglie, corre lungo una cresta poco accidentata che rappresenta lo spartiacque tra i bacini imbriferi del torrente Ufita e del Fredane, ambedue affluenti del Calore nel bacino del Volturno.

Nella zona di Gesualdo, Frigento e Fontanarosa, proprio nel primo tratto della S.S. n. 303, prendono origine diversi valloni che versano le loro acque nel torrente Fredane.

Tra questi, il vallone del Demosito prende origine a nord di Gesualdo, e percorre un primo tratto in direzione est-ovest, poi, approssimativamente, secondo la direttrice nord-est/sud-ovest; nell'ultimo tratto, un po' ingrossato da altri valloni, prende il nome di vallone la Ferranina e si versa due chilometri a nord di Paternopoli nel torrente Fredane.

La lunghezza di tutto il vallone non supera i sette chilometri. Il suo corso per un primo tratto attraversa un'alternanza di calcari, e marne rosse, poi scorre in un complesso costituito prevalentemente da argille scagliose rosse e verdi, nelle quali sono intercalati numerosi livelli calcarei, calcareo-marnosi, diasprigni; in questo ultimo tratto e precisamente ad ovest di Gesualdo sono state rinvenute ciottoli di argilla armati (2).

---

(1) Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R.

(2) La definizione di *ciottoli d'argilla armati* corrisponde all'inglese « armoured mud balls », ed è stata usata dato che non esistono, nella letteratura geologica italiana a me nota, riferimenti sull'argomento.

Cenni geologici.

Le formazioni e i complessi affioranti nella zona, si possono così suddividere:

a) Complesso delle « Argille varicolori »: argille rosse e verdi, scagliose, con intercalazioni calcaree, calcareo-marnose, diasprigne (« terreni caotici » Selli 1962).

b) « Formazione di S. Croce » (Selli 1962): calciruditi, calcareniti, calcilutiti con Nummuliti e Alveoline, con intercalazioni di marne e marne argillose rosse; calcari pseudosaccaroidi bianchi e brecce calcaree alla base.

c) « Formazione di S. Giorgio » (Selli 1962); arenarie tipo « molassa », quarzoso-micacee, debolmente cementate, con intercalazioni di argille e di conglomerati.

d) « Serie calcareo-marnoso-silicea di Frigento » (Iacobacci e Martelli 1956): marne, marne argillose, calcari marnosi, arenarie e livelli diasprigni. Questa serie presenta notevoli analogie con la « Formazione del Brusco » Selli 1962 (« scisti galestrini »), e potrebbe quindi essere considerata un lembo della « coltre lucana » di questo Autore.

e) Formazioni plioceniche, costituite a luoghi, da argille azzurre, sabbie gialle, conglomerati.

Se si esclude il Pliocene, esiste disparità di vedute in merito ai rapporti tra queste formazioni per gli Autori che si sono interessati di questi problemi.

Selli (1962) considera la « Formazione di S. Croce » formata da zolle, di probabile età langhiana, inglobate nei « terreni caotici » delle « Argille varicolori », e costituenti insieme la « coltre sannitica ». Anche le « molasse », « Formazione di S. Giorgio », sono considerate alloctone.

Alcuni Autori (Iacobacci e Martelli 1956, Ardigò 1957) considerano queste formazioni essenzialmente autoctone, ma dovute a fenomeni di risedimentazione (Olistostroma) e di età miocenica.

Altri Autori, infine, considerano queste formazioni sostanzialmente autoctone e di età compresa tra il Cretacico superiore e il Miocene (Scarsella 1957, Manfredini 1963, Pescatore 1963).

« Ciottoli d'argilla armati »

Il vallone del Demosito, ad ovest di Gesualdo, è inciso essenzialmente nel complesso delle « Argille varicolori », per cui lunghi tratti delle sue sponde sono in frana.

L'acqua scorre solo nei periodi di pioggia.

La portata è estremamente variabile durante la stagione delle pioggie, ed è, pressocchè nulla, nel periodo estivo.

Le frane e lo scalzamento delle ripe, fanno smottare, a varie riprese, blocchi più o meno grandi di argilla lungo il vallone. Questi blocchi di argilla sotto l'azione delle acque possono rotolare assumendo forme irregolari, tendenzialmente ellissoidali, sulla cui superficie può aderire qualche ciottolo; oppure possono rompersi in frammenti più piccoli.

I frammenti di argilla di 5-15 centimetri di diametro, derivati o dal diretto scalzamento della ripa, od anche, dalla rottura di blocchi più grandi, vengono facilmente trasportati e rotolati dalla corrente.

Nel rotolamento, sulla superficie di queste sfere di argilla aderiscono dei ciottoli fino a che essa non ne sia completamente coperta. Ne risulta così un nucleo argilloso rivestito esternamente da ciottoli di varia grandezza; tra questi ultimi viene a inserirsi un rivestimento di materiale sabbioso, il tutto tenuto insieme dal nucleo argilloso.

Le dimensioni di queste sfere sono proporzionali alla grandezza del nucleo argilloso. Bell (1940) ha notato che le dimensioni delle sfere non dipendono dalle dimensioni del nucleo di argilla o dalla capacità di trasporto della corrente, bensì dalla forza di coesione dell'argilla. Nel caso specifico, il nucleo di argilla è costituito sempre da « argilla scagliosa » la cui forza di coesione possiamo ritenere costante, di modo che le dimensioni delle sfere di argilla dipendono dalle dimensioni del loro nucleo; ciò d'altronde è valido solo in prima approssimazione in quanto la forza di coesione che determina il rivestimento delle sfere di argilla è funzione anche della natura litologica dei ciottoli del rivestimento.

Le dimensioni dei ciottoli del rivestimento possono variare da 2 a 5 cm., le loro dimensioni massime dipendono dalle dimensioni del nucleo argilloso.

La superficie del rivestimento di queste sfere di argilla è secondo Bell funzione lineare del diametro del nucleo argilloso.

La maggior caratteristica di questi ciottoli d'argilla armati è la loro sfericità; essa varia tra 0.70 e 0.90, fino a valori di quasi 1. Bell considera che vi è uno stretto rapporto tra la distanza percorsa e la sua sfericità media, sfericità che varierebbe con la radice quadrata della distanza del percorso: la sfericità media di una sfera che

ha percorso 400 m., 1.600 m., 3.500 m., sarebbe rispettivamente di 0.73, 0.88, 0.89 e così via.

Indubbiamente vi è una relazione tra la distanza percorsa e la sfericità media di una sfera, ma sembra difficile stabilire anche mediante uno studio statistico, un rapporto così diretto tra questi due fattori; altri fattori possono influenzare questo rapporto e innanzitutto il grado di plasticità del nucleo di argilla stessa.

Queste sfere possono subire delle deformazioni nel superare un ostacolo; sono state rinvenute alcune sfere di argilla contro dei ciottoli che esse non hanno potuto superare; le sfere si mostrano schiacciate nel lato sotto corrente contro l'ostacolo; potrebbe così spiegarsi la presenza di sfere di argilla ad alto indice di sfericità associate ad altre più irregolari per la medesima distanza percorsa.

I ciottoli di argilla armati ritrovate nel vallone del Demòsito, non hanno percorso distanze notevoli, nonostante i valori relativamente alti dell'indice di sfericità; il vallone infatti attraversa tratti prevalentemente argillosi e tratti prevalentemente calcarei. Queste zone dividono il vallone in tratti in cui le sfere sono abbondanti: zone argillose e inizio delle zone calcaree, da altri tratti, in cui le sfere di argilla mancano completamente.

Si può seguire lo svolgimento del fenomeno dalla zona argillosa, generalmente franosa, che fornisce il materiale che verrà elaborato dalla corrente, indi la formazione dei blocchi irregolari e delle amigdale di argilla appena elaborate dalla corrente, e di ciottoli di argilla armati più o meno sferici, dapprima con ciottoli di piccole dimensioni con più alto grado di sfericità, fino a quelli di diametro di 20-30 cm., quasi perfettamente sferici. Una zona calcarea può interrompere il fenomeno.

A luoghi addensamenti di ciottoli d'argilla armati possono trovarsi prima di un gomito del vallone e mancare nella zona a valle, ciò può essere determinato da particolari condizioni morfologiche e idrologiche nell'alveo.

Il percorso dei ciottoli d'argilla risulta molto ridotto, e non supera i 500 metri; gli alti valori dell'indice di sfericità possono essere spiegati con un elevato grado di plasticità delle argille, le quali nel rotolamento, sotto l'azione della corrente, acquistano facilmente una forma sferica o subsferica.

Riepilogo.

Si segnalano, nel vallone del Demosito, subaffluente del Calore, nell'Irpinia, ciottoli d'argilla armati nei terreni delle « Argille varicolori ». La loro presenza può ascriversi alle caratteristiche di plasticità e di coesione delle argille scagliose rosse e verdi; esse, scalzate dalla sponda forniscono delle amigdale di argilla che, elaborate dalla corrente, si rivestono di ciottoli e di sabbia dando luogo a ciottoli d'argilla armati. che presentano un elevato grado di sfericità.

Napoli, Istituto di Geologia, novembre 1963.

RIASSUNTO

Si segnalano nel Vallone del Demosito, sub-affluente del Calore (Irpinia) dei ciottoli d'argilla armati (armored mud balls); se ne illustrano e discutono le caratteristiche strutturali e le modalità genetiche.

SUMMARY

Armored mud balls are pointed in « Vallone del Demosito » sub affluent of Calore (Irpinia); their structural caracteristics and their genetic modalities are illustrated and examinated.

BIBLIOGRAFIA

Ardigò G., *Osservazioni geologiche sulle alte valli del Calore e dell'Ofanto (Appennino Meridionale)*, Boll. Serv. Geol. d'It., **79**, f. 3-4-5. pp. 565-577, Roma, 1957.

Bell H. S., *Armored mud balls-their origin. properties and role in sedimentation*, Jour. of Geol., **48**, pp. 1-13, Chicago, 1940.

Haas W. H., *Formation of clay balls*, Jour. of Geol., **35**, pp. 150-157, Chicago, 1927.

Iacobacci A. e Martelli G., *Appunti sul rilevamento geologico nei fogli 173 - Benevento e 174 - Ariano Irpino (Appennino Meridionale)*, Boll. Serv. Geol. d'It., **79**, f. 1-2. pp. 405-408, Roma 1958.

Iacobacci A. e Martelli G., *Introduzione allo studio dei sedimenti miocenici nell'Irpinia e nel Sannio*, Boll. Serv. Geol. d'It., **79**, f. 3-4-5, pp. 565-577, Roma 1958.

Manfredini M., *Osservazioni geologiche sul bordo interno della depressione molisano-sannitica (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., vol. IV, Roma 1963.

Pettijohon F. J., *Sedimentary rocks*, Harper & Brothers, New York 1960.

Pescatore T., *Affioramenti di flysch cretacico nell'alta valle del Volturno*, Mem. Soc. Geol. It., vol. IV, Roma 1963.

Scarsella F., *I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici e il flysch nell'Appennino centro meridionale*, Boll. Soc. Geol. It., **75**, pp. 115-138, Roma 1957.

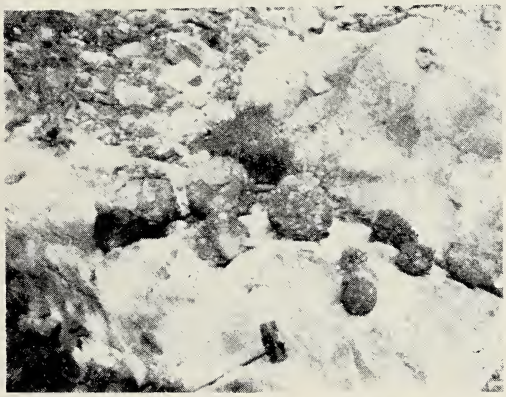
Selli R., *Il Paleogene nel quadro della Geologia dell'Italia meridionale*, Mem. Soc. Geol. It., vol. III, pp. 637-679, Roma 1962.

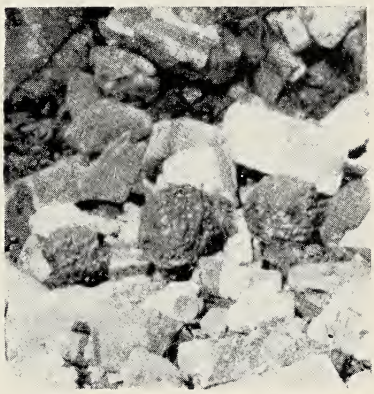
Twenhofel W. H., *Principles of sedimentation*, Mc Graw Hill, New York, 1950.

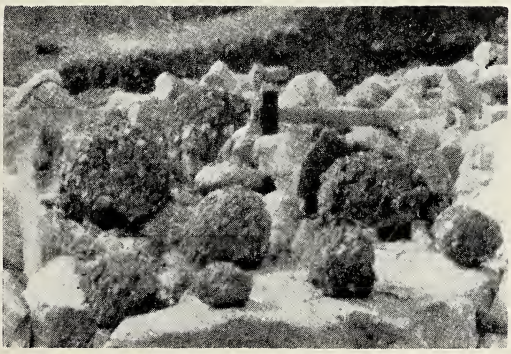
Tavola I.

Ciottoli d'argilla armati nel Vallone del Demosito.

(I ciottoli d'argilla non sono stati fotografati in posizione naturale).







La successione stratigrafica dal Giurassico superiore al Cretaceo medio nel versante meridionale di Pizzo Cefalone (Gran Sasso d' Italia) [1]

Nota del socio VALERIA ZAMPARELLI

(Tornata del 29 novembre 1963)

1) Premessa.

La presente nota s'inquadra in una serie di ricerche stratigrafiche che chi scrive sta compiendo nel gruppo del Gran Sasso d'Italia, sulla base del rilevamento geologico eseguito dal Prof. F. Scarsella, per completare con lo studio delle microfacies le conoscenze particolari su questa regione.

Con questa prima nota viene presa in esame la parte della serie che va dal Giurassico superiore al Cretaceo medio. Con gli studi successivi della parte più bassa e di tutto il Terziario, si cercherà di dare un quadro più dettagliato della stratigrafia del Gran Sasso, così importante nel quadro geologico e paleogeografico dell'Appennino centro-meridionale, poichè in esso è rappresentata la tipica facies di transizione con tutti i termini di passaggio alla facies umbra ed a quella tipicamente abruzzese.

La campionatura è stata eseguita sul versante meridionale di Pizzo Cefalone (140-III-NO-Gran Sasso): consta di 326 campioni prelevati ogni due metri circa. Il tratto di serie studiata ha una potenza complessiva di circa 600 metri.

---

(1) La presente nota è stata eseguita con il contributo del C.N.R. Ringrazio il Prof. F. Scarsella che mi ha affidato l'incarico di questo studio guidandomi nella ricerca ed il dr. P. Scandone per l'aiuto datomi nella campionatura.

2) Studi precedenti.

Tutti gli studi compiuti dai precedenti rilevatori si ritrovano compendiati e completati nei lavori di F. Scarsella, che ha distinto i vari complessi litostratigrafici in base a criteri litologici e paleontologici (soprattutto con macrofossili). Questi risultati figurano nella carta geologica d'Italia, foglio 140 - Teramo, in corso di stampa.

3) Litostratigrafia.

Nella serie in esame si distinguono, dal basso verso l'alto, i seguenti complessi litostratigrafici:

a) calcari non stratificati, coralligeni (bioclastiti), spesso con caratteri di bioherma. Questo complesso, che altrove raggiunge 300-400 m. di spessore (Corno Piccolo, parete E di Pizzo Intermesoli), misura 70-80 m. (Dogger?-Malm) (2);

b) calcari sottilmente stratificati, bianco giallognoli, finemente detritici, o addirittura compatti, spesso lastroidi, con intercalazioni di straterelli di selce. Vi sono contenuti vari aptici. Nella porzione inferiore possono anche rappresentare un'eteropia del complesso precedentemente descritto. Verso l'alto si passa gradualmente alla maiolica s.s., costituita da calcilutiti sottilmente stratificate (10-15 cm), biancastre spesso finemente detritiche. Tutto il complesso *b*) ha uno spessore aggirantesi sui 300 m.; i primi 100 m. circa di serie, ricchi di selce, sembrano parallelizzabili con gli « scisti ad aptici »; la parte che si può attribuire più strettamente alla maiolica raggiunge i 200 m. (Titonico inf. - Barremiano);

c) calcareniti e calciruditi bianco grigiastre distinte in grossi banchi (da 2 a 6 m. di spessore). Nella parte medio-inferiore di questo complesso si rinviene intercalato tra calcareniti un sottile (20 cm.) livello di marne giallastre o verdastre ricche di Orbitoline. Verso l'alto

---

(2) Al di sotto del complesso descritto affiorano per una cinquantina di metri calcari detritici, talvolta oolitici, nocciola, con intercalazioni di calcari a grana più sottile. La microbiofacies neritica, è costituta da *Trocholina* sp., Textularidi, Valvulinidi, frammenti di Codiacee, coralli e frammenti di Crinoidi.

Questi calcari, che poggiano su calcari marnosi grigio-verdastri ammonitiferi del Lias sup. contenenti radiolari, zoospore di *Globochaete alpina*, lamellibranchi pelagici e rari foraminiferi a guscio arenaceo, non sono stati ancora datati con esattezza perchè sono tuttora incerti i limiti cronologici inferiore e superiore.

il complesso, che nella località in esame si aggira sui 150 m., viene di nuovo gradualmente sostituito da sedimenti più fini, che costituiscono la tipica scaglia.

4) Cronostratigrafia.

Il complesso *a*) dei calcari coralligeni, datato come Malm dai macrofossili (*Ellipsactinia*, coralli), contiene nella parte più alta *Clypeina jurassica* F. e *Kurnubia* sp. In associazione: *Trocholina* sp. Textularidi, Valvulinidi, frammenti algali, frammenti di Crinoidi.

Titonico.

I calcari, sottilmente stratificati che, come già detto, succedono regolarmente alla scogliera, rappresentano la parte alta del Giurassico in facies pelagica comprendendo tutto il Titonico.

Micropaleontologicamente si può distinguere il Titonico medio-inferiore (con caratteristiche di litofacies e di biofacies simili a quelle degli scisti ad aptici della facies umbra) dal Titonico superiore (maiolica).

Nel Titonico medio-inferiore i calcari presentano in sezione sottile una struttura microcristallina, a volte finemente detritica, ed una microfacies a *Saccocoma*. I frammenti di questo crinoide, in cattivo stato di conservazione, sono visibili anche sulle vecchie superfici della roccia. In associazione si rinvengono numerose zoospore di *Globochaete alpina* Lombard, forme « incertae sedis » come *Stomiosphaera moluccana* W., Radiolari, spicole di spugna, frammenti di Echinidi e rari foraminiferi arenacei (Textularidi).

Nella parte più detritica di questi calcari sono contenuti frammenti di alghe (Dasycladacaee, Codiacaee?), Textularidi, Valvulinidi.

Il genere *Saccocoma* è frequente sin dai primi strati e si ritrova anche nella parte bassa del Titonico superiore, quando, in associazione, compaiono anche le prime forme di *Calpionella alpina* Lorenz.

La potenza del Titonico inferiore-medio si aggira sui 100 m.

Nel Titonico superiore oltre ai frammenti di *Saccocoma* si trovano, come s'è detto, i primi Tintinnidi che diventano più frequenti via via che si passa alla tipica maiolica. Le forme presenti sono attribuibili quasi esclusivamente a *Calpionella alpina* alla quale si associa, con rari individui, *Calpionella elliptica* Cadisch.

È probabilmente presente anche il genere *Crassicollaria* Remane.,

ma il cattivo stato di conservazione, che non permette l'osservazione di individui completi, rende assai difficile un'esatta determinazione di questo genere che si differenzia particolarmente per la zona orale.

Il Titonico superiore si aggira sui 40 m. di spessore dei quali gli ultimi 10-15 m. costituiti esclusivamente da un'associazione a *Calpionella alpina*, rare *C. elliptica*, Radiolari, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Stomiosphaera moluccana* WANNER.

Berrasiano.

Si assume come limite del Titonico sup. e inizio del Berriasiano nel complesso della maiolica, l'aumento numerico degli individui di *Calpionella elliptica* nella associazione a Tintinnidi. Sono presenti oltre a *C. elliptica* e *C. alpina*, altre forme più rare come *Tintinnopsella cadischiana* COLOM, *Tintinnopsella longa* (COLOM), *Calpionellites uncinata* CITA e PASQUARÉ.

In associazione si rinvengono zoospore di *Globochaete alpina*, e frequenti Stomiosfere. Il Berriasiano ha lo spessore di una ventina di metri.

Neocomiano - Barremiano.

In questi piani del Cretaceo inferiore continua, nella serie in esame, il tipo litologico della maiolica. Si osserva una diminuzione di *C. alpina* e *C. elliptica* ed una maggiore frequenza di altri Tintinnidi quali *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU e FILIPESCU), *Tintinnopsella longa*, *Tintinnopsella cadischiana*, *Amphorelliana subacuta* COLOM, *Calpionellites neocomiensis* COLOM, etc. Il limite Neocomiano-Barremiano non è riconoscibile poichè si passa a calcari privi di Tintinnidi ricchi esclusivamente di Radiolari e spicole di spugna. Questi possono già rappresentare il Barremiano.

Anche in altre località dell'Abruzzo (M. della Grotta, Morrone) RAFFI e FORTE, in una serie pressochè identica a quella in esame, attribuiscono al Barremiano un complesso molto simile con la stessa associazione. Il complesso Neocomiano-Barremiano raggiunge i 150 m. circa di spessore.

La pasta della maiolica è molto ricca di *Nannoconus*, che assumono importanza litogenetica. Per la determinazione specifica di questi microorganismi sarebbe necessario uno studio più accurato al microscopio elettronico.

Aptiano - Albiano.

Il complesso *c*) sovrastante la maiolica forma da solo tutta la piramide di Pizzo Cefalone. Le calcareniti contengono Orbitolinidi, frammenti di rudiste, frammenti di Crinoidi, foraminiferi arenacei ed alghe codiacee. Le calciruditi contengono anche, tra l'altro, ciottoli di maiolica, frammenti di ellipsactinie, ecc. Il limite inferiore di questo complesso, che comprenderebbe nel suo insieme i piani Aptiano e Albiano, non è paleontologicamente ben accertabile; non si può escludere che esso comprenda nella sua parte inferiore anche parte del Berremiano. Nella porzione medio-inferiore del complesso, nel livello marnoso verdastro è presente una ricca associazione ad Orbitoline. È possibile che questo livello sia correlabile con quello ad *Orbitolina* della serie di facies abruzzese-campana; la microfauna è tuttora in corso di studio.

Il limite superiore del complesso è costituito dalla base della scaglia sicuramente cenomaniana per la presenza di *Rotalipora appenninica* Renz; il passaggio: calcari detritici-scaglia è però graduale per cui la parte più alta dei banconi potrebbe già essere cenomaniana.

In conclusione questo complesso, essendo posto in successione regolare tra il Cretaceo inf. (Neoc.-Barremiano) ed il Cenomaniano, comprende i piani dell'Aptiano e dell'Albiano.

In altre località del Gran Sasso (M. Camicia) nello stesso complesso si sono rinvenute forme come *Ticinella* sp. che confermerebbero questa datazione.

5) Conclusioni.

Da questo primo studio stratigrafico sul Mesozoico superiore del Gran Sasso, nella serie di Pizzo Cefalone, è risultata una suddivisione più particolareggiata del Titonico e del Cretaceo inf.

Nella serie le associazioni pelagiche si seguono regolarmente dal Titonico fino al Neocomiano-Barremiano e vengono sostituite da associazioni tipicamente neritiche nell'Aptiano-Albiano.

In questi ultimi piani è presente un livello marnoso ad Orbitoline che può forse essere correlato con l'analogo livello della facies abruzzese-campana.

RIASSUNTO

Si descrive una serie (lato meridionale di Pizzo Cefalone, Gran Sasso) che include il Giurassico superiore e il Cretacico inferiore.

La serie comincia col Titonico, rappresentato da sedimenti sottili, comparabili cogli « scisti ad aptici » dell'Umbria, con microfacies « *Saccoma* ». Seguono calcari a grana fina con *Saccocoma* e *Colpionella Alpina* del Titonico superiore e una formazione (*maiolica*) con una microfauna (tintinniti) includente Barrasiano, Neocomiano. Barremiano.

La serie è chiusa da calcareniti con Orbitoline dell'Aptiano Albiano.

SUMMARY

Here is described a series (Southern side of Pizzo Cefalone, Gran Sasso). including the Upper Jurassic and the Lower Cretaceous.

The series begin with Titonic represented by fine sediments, compared to the « scisti ad aptici » Umbrian, having a microfacies « *Saccocoma* ». Are fallowing fine limestones including *Saccocoma* and *Calpionella alpina* of the Upper Titonic and a formation (*maiolica*) having microfauna (Tintinnidi) including the Berrasian. Neocomian, Barremian.

The series in examination is terminated by calcarenit having Orbitolina of the Aptian Albian.

BIBLIOGRAFIA

[1] Agip Mineraria, *Microfacies italiane*. Milano, 1959.

[2] Bonet F., *Zonificatiòn microfaunistica de las calizas crétacicas del este de México*. XX Congr. Geol. Int., México, 1956.

[3] Bronnimann P., *On the occurrence of Calpionellids in Cuba*. Ecl. Geol. Helv., vol. 46, 2, Basel, 1953.

[4] Campbell A., *Tintinnina*, in Moore, Treatise on Inver. Pal., part. D, Protista 3, 1954.

[5] Colom G., *Fossils Tintinnids Loricated Infusoria of the order de los Oligotricha*. Journ. of. Pal., vol. 22, 2, 1958.

[6] Colom G., *Los Tintinnidos fossiles. Infusorios Loricados del order de los Oligotricos*. Est. Geol., vol. 2, 1950.

[7] Colom G., *Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the Western Mediterranean zone and the Atlantic area*. Micropal., vol. I, 2, New-York, 1955.

[8] Colom G., Castany G., Durand Delga M., *Microfaunes pelagiques (Calpionelles, Fissurines) dans le NE de la Berberie*. Bull. Soc. Géol. Fr., s. 6, vol. 3, 4-6, Paris, 1954.

[9] Deflandre G., *Embrachements des Ciliés*. in Piveteau : *Traité de Paléontologie*. vol. I, pp. 317-321, Masson, Paris, 1952.

[10] Doben K., *Über Calpionelliden an der Jura-Kreide-Grenze*, Mitteil, der. Bayer Staatss. für Pälaont. und histor. Geologie, München, 1, heft 3, 1963.

[11] Dufaure P. H., *Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien, de l'Aquitaine à la Provence*. Rev. de Microp., vol. I, 2, Paris, 1958.

[12] Emberger J. e Magné J., *Présence de Calpionelles dans les series neritiques du Berriasien et du Néocomien supérieur des Monts des Oulad-Nail (Atlas saharien, Algérie)*. C. R. Soc. Géol. Fr., 1956, p. 190.

[13] Farinacci A., *Le Microbiofacies giurassiche dei M. Martani (Umbria)*. Inst. Geol. Pal., vol. 41, 1958-59, Roma, 1959.

[14] Farinacci A., Sirna G., *Livelli a Saccocoma nel Malm dell'Umbria e della Sicilia*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 79, I, Roma, 1960.

[15] Ferasin F. e Rigato G., *Studi sui Tintinnidi fossili delle Prealpi Venete*. Mem. Acc. Patavina di SS.LL.AA., vol. 69, 1957.

[16] Giannotti A., *Deux facies du Jurassique supérieur en Sicile*. Rev. de Microp., vol. 1, I, Paris, 1958.

[17] Grunau H. R., *Mikrofazies und schichtung ausgewählter, Jungmesozoischer, Radiolarit-Führender sedimentserien der Zentral-Alpen*. Inter. Sedim. Petrog. Series, vol. 4, Brill, Leiden, 1959.

[18] Laffitte R., *Sur les Calpionelles du Algerie*. C.R. Som. Soc. Géol. Fr., f. 10, Paris, 1937.

[19] Leischner W., *Zur Mikrofazies kalkapiner Gesteine*. Sitzungsber. Österr. Akad. der Wissenschaften Mathem naturw Kl, Abt 1, 168. Bd 8, Wien, 1959.

[20] Pasquarè G., *Sulla presenza di Nannoconus e Saccocoma nei livelli superiori del « rosso ad Aptici » di Bellavista (Canton Ticino)*. Ecl. Geol. Helv., vol. 53, 2, Basel, 1960.

[21] Raffi G. e Forti A., *Micropaleontological and stratigrafical investigations in « Montagna del Morrone »*. Rev. de Microp., vol. 2, I, Paris, 1959.

[22] Remane J., *Les Calpionelles dans les couches de passage jurassique-crétacé de la fosse vocontienne*. Extr. des trav. du Labor. de Géol. de la faculté de Sc. de Grenoble, 1963.

[23] Scarsella F., *Relazioni preliminari sui rilevamenti geologici fatti durante il 1953 nei fogli: 139 - L'Aquila; 140 - Teramo; 142 - Civitavecchia; 147 - Ariano Irpino*. Boll. Serv. Geol. Ital., vol. 75, 1953.

[24] Scarsella F., *Relazione preliminare sul rilevamento geologico fatto nelle tavolette 140 - III NO e NE (Gran Sasso d'Italia) duranie la campagna estiva del 1954*. Boll. Serv. Geol. Ital., vol. 76, 1955.

[25] Scarsella F., *Calcari Titoniani a Calpionella alpina sul Giurassico coralligeno del Gran Sasso d'Italia*. Boll. Serv. Geol. Ital., vol. 77, 2, 1956.

[26] Scarsella F., *Guida delle escursioni*. 60ª Riunione Estiva Soc. Geol. Ital. Roma, 1959.

[27] Sirna G., *Stratigrafia e microfacies dei lembi mesozoici della valle di Galati-Mamertino (Sicilia Nord-Orientale)*. « Geologica Romana », vol. I, Roma, 1962.

[28] Verniory R., *Eotrix alpina Lom. Algue ou Crinoide?* Arch. de Sc. Soc. Phis. e d'Hist. nat. de Genève, vol. 7, f. 4, 1954.

[29] Verniory R., *Observations sur le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur des Monts Euganées, Padova*. Ibidem, vol. 9, f. I, 1956.

[30] Zamparelli V., *Livello a Saccocoma nel Gargano*. Memorie della Soc. Geol. Ital., vol. IV, Roma, 1962.

[31] Zia R., *Calcari a Calpionelle della Toscana*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 74, 2,, Roma, 1955.

[32] Charollais J. J., *Recherches stratigraphiques dans l'Est du Massif des Bornes (Haute Savoie)*. Arch. des Sc., Soc. Phis. e d'Hist. nat. de Genève, vol. 15, f. 4, 1962.

TAVOLA I

Colonna stratigrafica della serie del versante meridionale di Pizzo Cefalone (Gran Sasso d'Italia).

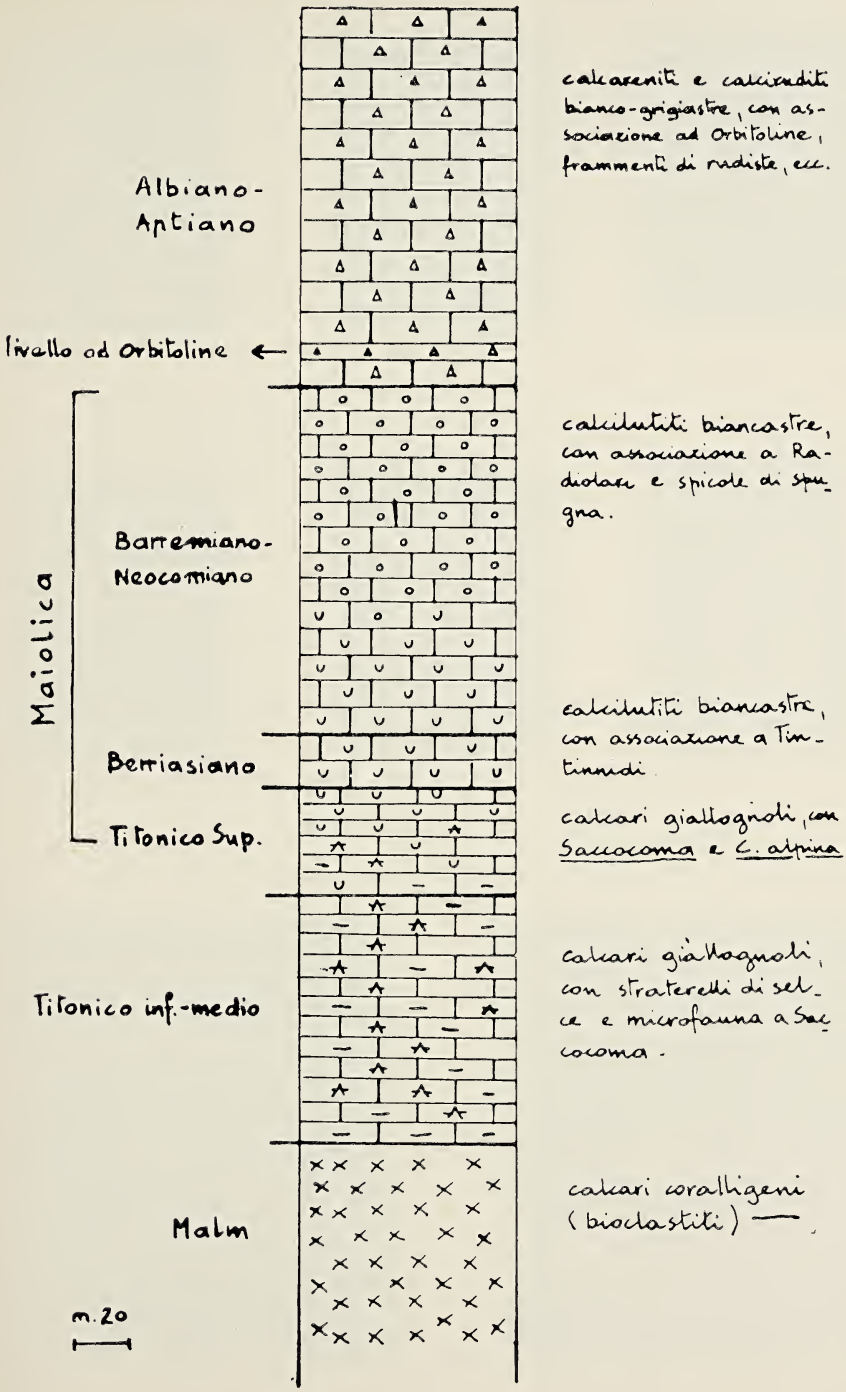

Albiano-
Aptiano
livello ad Orbitoline
calcarenite e calcirudite bianco-grigiastre, con associazione ad Orbitoline, frammenti di rudiste, ecc.
Maiolica
Barremiano-
Neocomiano
calcilutiti biancastre, con associazione a Radiolari e spicole di spugna.
Berriasiano
calcilutiti biancastre, con associazione a Tintinnidi
Titonico Sup.
calcari giallognoli, con Saccocoma e C. alpina
Titonico inf.-medio
calcari giallognoli, con straterelli di selce e microfauna a Saccocoma.
Malm
calcari coralligeni (bioclastiti)
m.20

TAVOLA II

Fig. 1. — Microfacies a Tintinnidi. *Crassicollaria* sp.? Remane 303 ×. Titon. sup.

Fig. 2. — Microfacies a Tintinnidi. *Tintinnopsella carpathica* Murgeanu e Filipescu. 244 ×. Neoc. Barremiano.

Fig. 3. — Microfacies a Tintinnidi. *Tintinnopsella cadischiana* Colom 247 ×. Berriasiano.

Fig. 4. — Microfacies a Tintinnidi. *Amphorellina subacuta* Colom 260 ×. Neoc. Barremiano.

Fig. 5. — Microfacies a Tintinnidi. *Calpionellites neocomiensis* Colom. 250 ×. Neoc. Barremiano.

Fig. 6. — Microfacies a Tintinnidi. *Tintinnopsella longa* Colom. 277 ×. Berriasiano.

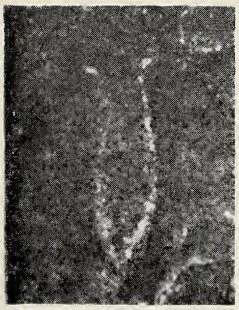
Fig. 7. — Microfacies a Saccocoma. 53 ×. Tit. inf.-medio.

Fig. 8. — Microfacies a Tintinnidi. *Globochaete alpina* Lombard. 173 ×.

1

2

3

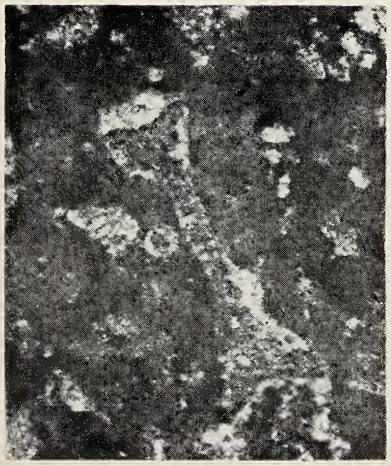


4

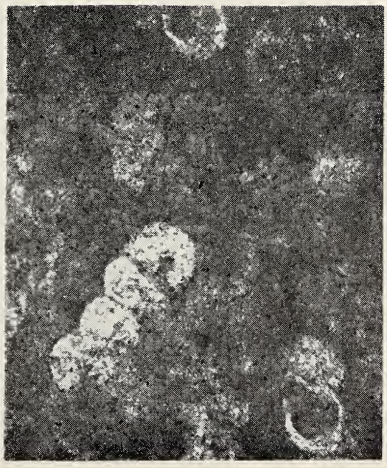
5

6

7



8



L'evoluzione morfologica del bacino dell'Irno (Campania)

Nota del socio GIUSEPPE GUZZETTA

(Tornata del 29 novembre 1963)

Il corso del fiume Irno inizia subito a sud degli abitati di Baronissi e Sava (tav. 785 II SW Salerno) e occupa quindi poco meno della metà inferiore della depressione decorrente, con andamento N S, dalle pendici dei monti Castello e Carbonaio (tav. 185 II NW Mercato S. Severino) fino a Salerno. Il profilo longitudinale di questa depressione presenta delle variazioni di pendenza per tratti successivi, per cui esso risulta scomponibile in tre sezioni ben distinte. Si ha infatti, da monte a valle:

a) un tratto pressocchè orizzontale (pendenza dello 0,7% da q. 200 a q. 150 circa),

b) una culminazione (pendenza a monte dell'1,5% e di quasi il 2% a valle, da q. 150 a q. 200 a q. 150 circa),

c) un ultimo tratto a pendenza via via decrescente (valore medio di poco superiore al 2%, da q. 150 a q. 0).

A questi tre segmenti del profilo della depressione corrispondono altrettante unità morfologiche di cui è facile definire le caratteristiche. La prima unità è costituita da una piana alluvionale relativamente ampia, la piana di Montoro. La successiva culminazione è data invece dal profilo trasversale della sezione frontale di una grande conoide, dovuta alla fusione delle tre più piccole di Fisciano, di Penta e di Caprecano. Segue infine la vera e propria valle dell'attuale fiume Irno.

La grande conoide su indicata riveste attualmente la funzione di spartiacque tra il bacino del fiume Irno e quello della Solofrana. Quest'ultimo torrente, che nasce dalla conca di Solofra, attraversa il tratto più meridionale della piana di Montoro, dove vengono ad immettersi nel suo corso le acque del Rio Laura, che la percorre invece

per tutta la sua lunghezza. All'altezza di Mercato S. Severino, dove si può considerare abbia termine la piana, confluisce nel Solofrana anche il torrente La Calvagnola che, provenendo da Piedi di Calvanico, segue il bordo settentrionale della conoide di Fisciano. Il corso del Solofrana prosegue verso ovest nella Valle S. Severino e, dopo aver superato la stretta fra la stazione ferroviaria di Valle e l'abitato di Costa, penetra nella piana di Castel S. Giorgio raggiungendo quindi la piana di Sarno, dopo aver aggirato i rilievi di M. Torricchio e di Piedimonte, a N di Nocera Inferiore. Più proprio però sarebbe dire che le acque in eccesso di questo bacino, non disperse e non immagazzinate in quest'ultima piana, defluiscono attraverso la stretta di Codola e si immettono, con quelle del torrente La Cavaiola, nell'omonimo canale confluente nel fiume Sarno. La pendenza media dell'asse della depressione, da Mercato S. Severino alla stretta di Codola, è di poco superiore all'1% (da q. 150 circa a q. 60).

La piana di Montoro si allunga da N a S per circa 6 Km. Molto larga (circa 2 Km.) nella sua parte settentrionale, va restringendosi verso sud a partire dall'altezza dell'abitato di S. Bartolomeo. È delimitata ad W dalla dorsale di M. Salto, costituita da terreni giurassici e cretacici (calcari e subordinatamente dolomie), e ad E, per un breve tratto a monte, dal modesto rilievo calcareo (Cretaceo) del Monticello e, per il tratto più meridionale, dalle propaggini occidentali dolomitiche della dorsale di Pizzo S. Michele (Trias-Giura). Alla sua testata si hanno i monti Castello e Carbonaio (calcari cretacici). Tra questi e il Monticello si protende fin sulla piana una lingua di flysch arenaceo-marnoso. Sul fianco sinistro, fra il Monticello e le propaggini di Pizzo S. Michele sta il varco attraverso il quale il torrente Solofrana si immette nella piana.

Il raccordo tra questa ed i rilievi circostanti è molto netto, in genere, se questi ultimi sono costituiti in prevalenza da calcari, non essendosi formate in questo caso delle falde di detrito di grande entità. Più graduale è la variazione del profilo trasversale per il tratto lungo il quale sulla piana si affacciano i terreni in facies di flysch, e altrettanto avviene, per motivi di natura diversa, sul bordo orientale. Qui, procedendo verso sud, va via via facendosi più importante una falda detritica giustificata dalla natura litologica dei rilievi (essenzialmente dolomitici). Questa falda fa restringere rapidamente l'ampiezza della piana e, raccordandosi con il lato settentrionale della conoide di Fisciano, la chiude all'altezza di Mercato S. Severino.

In tutta l'area pianeggiante si ha un unico elemento di disuniformità: l'ampia e depressa conoide del Solofrana, su cui si trova l'abitato di S. Pietro.

Gli apporti maggiori di acqua nella piana di Montoro sono dovuti al torrente Solofrana e, subordinatamente, ad alcune sorgenti (Labso, Laura) che emergono alla sua testata. Da queste prende origine il Rio Laura.

La superficie della falda freatica è qui soggetta a notevoli oscillazioni stagionali e si arriva alla sua emergenza per larghe aree nei periodi piovosi.

Si ha notizia di un'unica perforazione profonda [7], eseguita nei pressi dell'abitato di S. Bartolomeo. Per quanto è oggi possibile sapere (1) da 144 m. (profondità raggiunta dalla perforazione) fino a 105 m. circa si hanno calcari grigi della serie mesozoica. Ad essi si sovrappongono depositi argilloso-sabbiosi e detritici per una cinquantina di metri circa. Si tratterebbe di materiali derivanti dalla degradazione delle formazioni fliscioidi terziarie e carbonatiche secondarie che si suppongono accumulati in un bacino endoreico. Da 48 m. circa fino alla superficie la quasi totalità dei depositi è data da materiali piroclastici (dal basso verso l'alto: 5 metri e mezzo di tufi giallicci argilloidi e tufo grigio biancastro con scorie nere; 25 metri e mezzo di tufo grigio litoide; quasi 18 metri di materiali piroclastici incoerenti, misti a detrito calcareo in quantità molto subordinata, fino al piano di campagna attuale).

L'ubicazione del pozzo fa supporre che si siano attraversati spessori di sedimenti alluvionali probabilmente molto prossimi a quelli massimi della sezione mediana della piana.

Le conoidi di Fisciano e di Penta, procedenti da E verso W, ben distinte a monte, separate come sono dal Colle Scalelle, si fondono a valle in una sola. Questa termina per un certo tratto a meridione addossandosi al rilievo di Serra Croce, mentre si è potuta espandere a settentrione, attraverso il varco esistente fra Toriello e Pizzolano, raggiungendo Mercato S. Severino. A questa altezza, come si è già avuto modo di dire, delimita a meridione la piana di Montoro.

A nord la conoide di Fisciano si raccorda con la falda di detrito che borda la parte terminale della dorsale di Pizzo S. Michele ed è delimitata abbastanza bene dall'attuale corso del torrente La Calva-

(1) Ci si è per il momento limitati ad un esame superficiale della serie di campioni conservati nel Museo di Geologia dell'Università di Napoli.

gnola. A sud i materiali della conoide di Penta si confondono con quelli di una terza, più meridionale e di minore importanza (conoide di Caprecano), a costituire la testata dell'attuale valle dell'Irno.

È da notare come il torrente Lavinaio, che scorre sulla conoide di Penta, si trovi proprio sullo spartiacque superficiale tra il bacino del Solofrana e quello dell'Irno. Il suo corso naturale si svilupperebbe verso sud e le sue acque quindi si immetterebbero nell'Irno se non fosse stato canalizzato e costretto a proseguire verso nord.

Queste conoidi si sono costituite inizialmente con l'accumulo di grandi quantità di detrito calcareo-dolomitico e si sono accresciute successivamente con apporti altrettanto imponenti di materiali piroclastici misti a più o meno scarso detrito calcareo.

È possibile distinguere anche qui la successione delle tre unità che normalmente si ritrovano sovrapposte a ricolmare antiche depressioni della regione ad est del Vesuvio (dalla Penisola di Sorrento fino al Beneventano): tufi gialli inferiori — tufo grigio litoide a fratturazione colonnare prismatica (*tufo grigio campano*) — tufi gialli superiori [10, 12]. Gli spessori delle tre unità, qui valutabili con molta difficoltà, sono diversi da quelli noti nella piana di Montoro (perforazione di S. Bartolomeo). In particolare è molto più esiguo quello del tufo grigio litoide. È da osservare inoltre che il detrito calcareo-dolomitico, normalmente commisto in varia proporzione alle cineriti inferiori e superiori, è pressocchè assente nel tufo grigio.

L'alveo del fiume Irno è oggi profondamente incassato in antichi materiali alluvionali che stanno ad indicare un vecchio alluvionamento della valle relativamente stretta che corre, con direzione NS, da Baronissi a Salerno. Si è osservato che in queste alluvioni è possibile distinguere, dal basso verso l'alto: dei conglomerati ad elementi più o meno arrotondati, parzialmente, in alto, commisti a materiali piroclastici giallastri e alternati quindi con letti prevalentemente costituiti da questi ultimi; un potente banco (di spessore superiore anche ai dieci metri) di tufo grigio litoide; e infine cineriti incoerenti miste in varia misura a detrito calcareo-dolomitico.

L'incisione attuale raramente mette a nudo le rocce carbonatiche sottostanti alle alluvioni antiche. Ciò in genere si verifica là dove si sono avuti spostamenti laterali del nuovo alveo rispetto a quello antico sepolto dalle alluvioni. Si possono osservare diversi terrazzi, sempre incisi nelle alluvioni antiche. I più ampi e più facilmente correlabili sono quelli appartenenti all'ordine più elevato.

In prossimità della foce, per un paio di chilometri, affiorano sulla sinistra del fiume terreni pliocenici, mentre il fianco destro della valle è ancora costituito da terreni mesozoici. La giustapposizione di questi terreni è stata palesemente determinata da una faglia decorrente secondo l'asse del fiume [13]. Purtroppo il gran numero di opere di sistemazione dell'alveo impedisce in quest'ultimo tratto dell'Irno delle osservazioni che avrebbero potuto avere un particolare interesse.

Sulla scorta dei dati fin qui esposti si è creduto di poter trarre una serie di conclusioni che si sono rivelate verosimili una volta sottoposte ad ogni possibile verifica.

Anzitutto è da notare come la successione dei materiali che hanno determinato il sovralluvionamento della depressione a nord di Mercato S. Severino (piana di Montoro) e l'alluvionamento della valle dell'Irno attuale appare identica o per lo meno abbastanza ben correlabile. Lo stesso vale per i materiali costituenti le conoidi di Fisciano, Penta e Caprecano. Varia lo spessore di ciascun termine, ma questo sembra in rapporto con la diversità dei tre ambienti.

Bisogna supporre infatti che l'intera depressione, dalle pendici di Monte Castello a Salerno, fosse percorsa da un unico corso d'acqua che si può definire Paleo-Irno. Per lo sbarramento dello stesso, a causa del rapido accumulo delle conoidi già ricordate, si sarebbe determinato il sovralluvionamento del tratto a monte, che avrebbe finito per costituire per un certo intervallo di tempo, un bacino endoreico. Con l'*exhaussement* della depressione si sarebbero determinate le condizioni per la deviazione delle acque verso Castel S. Giorgio, con l'inversione del corso di un antico tributario. L'alluvionamento di questa depressione, l'incisione della soglia di Codola e la conseguente tracimazione delle acque attraverso il nuovo varco avrebbero trasformato il bacino endoreico in tributario di quello del fiume Sarno (tav. I).

Una simile successione di eventi è apparsa sin dall'inizio verosimile anche perchè concordante con le ipotesi già avanzate in altra sede [12] allo scopo di spiegare delle particolari situazioni osservate nella Penisola di Sorrento. La grande quantità di detrito calcareo che si è in breve volgere di tempo accumulata a costituire delle grosse conoidi di deiezione, così come quella parte dello stesso detrito che iniziava l'alluvionamento della media e bassa valle del Paleo-Irno,

si sarebbe prodotta in conseguenza dell'intensa opera demolitrice del gelo in un ambiente definibile come periglaciale, agente in misura ancor più sensibile sui rilievi costituiti da rocce tettonizzate.

Si è qui potuto meglio constatare un particolare di un certo interesse per quanto riguarda la successione e la durata degli eventi. Si è infatti rilevato che un certo lasso di tempo è trascorso tra il periodo di massima produzione del detrito calcareo e l'arrivo delle prime cineriti. Tale intervallo di tempo è messo in evidenza dai depositi incontrati nella perforazione di S. Bartolomeo da 48 a 105 metri di profondità.

Ad eccezione di questo particolare, tutto sembra confermare quanto si è potuto affermare basandosi sulla osservazione di altre situazioni nella Penisola di Sorrento.

La successione degli eventi potrebbe essere la seguente:

— Glaciale Riss: accumulo del detrito crioclastico, formazione del nucleo delle conoidi e sbarramento dell'alta valle del Paleo-Irno;

— Interglaciale - Wurm (ingressione): alluvionamento del bacino di Montoro, completato dai materiali piroclastici; alluvionamento del corso dell'Irno anche in questo caso con notevoli apporti di cineriti;

— Glaciale Wurm (regressione): reincisione dell'Irno e definitiva deviazione del corso del Solofrana con l'apertura del varco di Codola;

— Successive oscillazioni del livello del mare: terrazzi inferiori dell'Irno.

Un esame dei profili del corso del Solofrana, di quello dell'Irno e del fronte unico delle tre conoidi (tav. 2) fa ritenere possibile quanto fin qui supposto senza che si debba invocare necessariamente l'intervento di fenomeni tettonici. Tuttavia non si esclude che una ipotetica subsidenza della depressione circumvesuviana abbia potuto favorire la deviazione delle acque del Solofrana verso ovest.

RIASSUNTO

La depressione decorrente da N a S secondo il meridiano di Salerno, a partire da questo abitato fino a comprendere la piana di Montoro, risulta, dal punto di vista idrografico, suddivisa in due bacini distinti: a meridione quello del fiume Irno; a settentrione quello del torrente Solofrana, affluente del fiume Sarno.

Si è avuto modo di constatare come i due bacini in parola risultino in effetti dallo sbarramento dell'alto corso di un supposto Paleo-Irno, il cui bacino doveva essere comprensivo dei due.

Lo sbarramento, verificatosi all'incirca all'altezza di Mercato S. Severino, ha determinato un sovralluvionamento a monte e, con l'inversione del corso di un antico affluente del Paleo-Irno e l'erosione della soglia di Codola, la trasformazione del bacino settentrionale, rimasto per qualche tempo endoreico, in tributario del fiume Sarno.

Il corso del Paleo-Irno sarebbe stato sbarrato conseguentemente al rapido accrescersi di un gruppo di conoidi (Fisciano, Penta e Caprecano) dovute all'accumulo di grandi quantità di detrito calcareo-dolomitico prodottosi verosimilmente in condizioni climatiche particolari nel corso del Quaternario antico.

SUMMARY

The topographic depression northward oriented from the town of Salerno as far as the Montoro plain is hidrographically divided into the basins of the Irno river and of the Solofrana stream.

It has been advanced the hypothesis that these two basins result from the barrage o fa supposed Paleo-Irno. This barrage has been produced by some alluvial cones rapidly increased during the ancient Quaternary.

BIBLIOGRAFIA

[1] Azzi G., *L'evoluzione del sistema idrografico e l'importanza delle fratture nella formazione delle valli.* Boll. Soc. Geol. It., vol. XXXI, Roma, 1912.

[2] Biéler-Chatelau T., *Lo sbocco a contropendio del torrente Licenza nel fiume Aniene (Provincia di Roma).* Boll. Soc. Geol. It., vol. XLVIII, Roma, 1929.

[3] Böse E., *Contributo alla geologia della penisola di Sorrento.* Atti Acc. Sc. fis. e mat., s. 2ª, vol. 8, Napoli, 1896.

[4] Campbell M. R., *Drainage modifications and their interpretation.* Jour. Geol., vol. 4, Chicago, 1896.

[5] Castiglioni B., *Sulle cause delle deviazioni dei fiumi.* Zeitschrift für Geomorphologie, Bd. VIII, H. 5, Berlin, 1934.

[6] Clark H., *A case of preglacial stream diversion near St. Louisville, Ohio.* Denison Univ. Sc. Lab. Bull., vol. 16, Columbus, 1911.

[7] D'Erasmo G., *Studio geologico dei pozzi profondi della Campania.* Boll. Soc. Natural., vol. 43, Napoli, 1931.

[8] Desio A., *Geologia applicata all'ingegneria.* Hoepli, Milano, 1959.

[9] Galdieri A., *Le terrazze orografiche dell'alto Picentino a nord-est di Salerno.* Boll. Soc. Geol. It., vol. 29, Roma, 1910.

[10] Galdieri A. e Paolini V., *Il tufo campano di Vico Equense.* Atti Acc. Sc. fis. e mat., s. 2ª, vol. 15, Napoli, 1913.

[11] Gortani M., *Falde di detrito e coni di deiezione nella valle del Tagliamento.* Mem. Geogr., n. 20, Firenze, 1912.

[12] Guzzetta G., *Osservazioni sulle brecce della Penisola Sorrentina attribuite al Quaternario antico.* Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., vol. 30, Napoli, 1963.

[13] Guzzetta G., *Osservazioni geologiche su alcune zone dell'Avellinese e del Salernitano.* Boll. Serv. Geol. d'It., 85, Roma, 1963 (in corso di stampa).

[14] Johnson D. W., *Drainage modifications in the Tallulah district.* Boston Sc. Nat. Hist., Proc. 23, Boston, 1907.

[15] Johnson D. W., *Drainage modifications.* Jour. Geomorh., vol. 2, 1939.

[16] Kuenen P. H., *Realms of water.* Cleaver-Hume Press. London, 1955.

[17] Marinelli O., *Atlante dei tipi geografici.* I.G.M., Firenze, 1949.

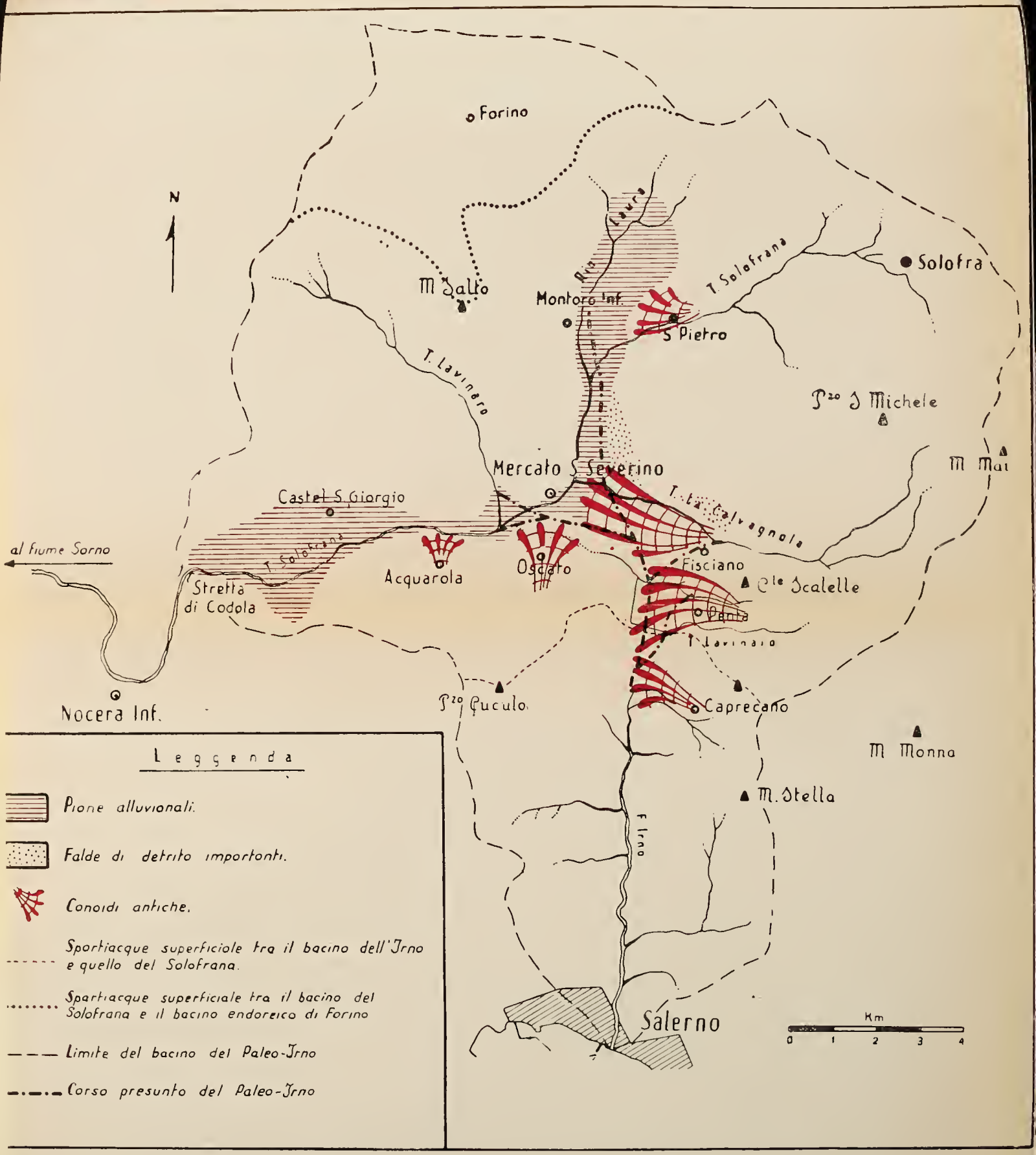
[18] Nicolis E., *Sugli antichi corsi del fiume Adige.* Boll. Soc. Geol. It., vol. XVII, Roma, 1898.

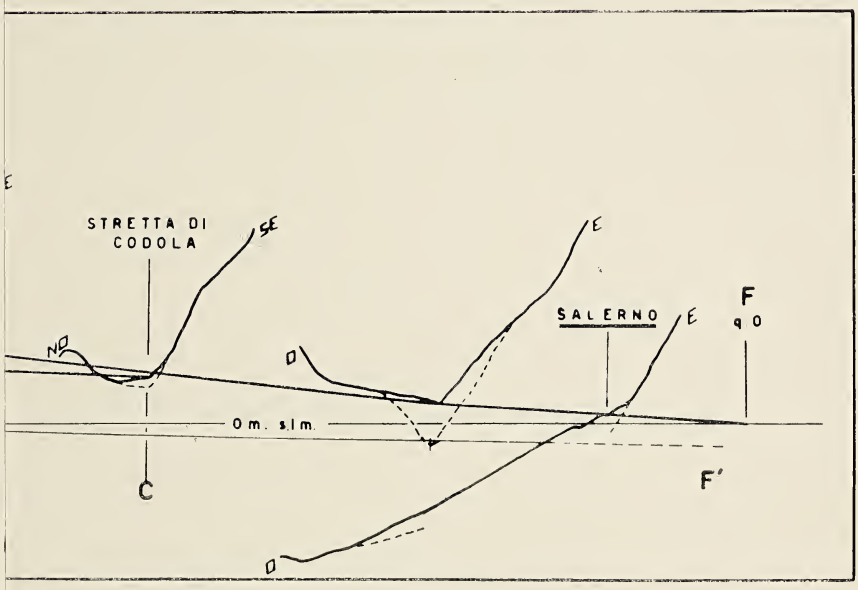
[19] Peola P., *Influenza dell'espansione glaciale sul fiume Tanaro.* Boll. Soc. Geol. It., vol. LXI, Roma, 1942.

[20] Richthofen von F. F., *Führer für Forschungsreisende.* Oppenheim, Berlin, 1886.

[21] Sacco F., *Direzione e deviazione dei corsi acquei per cause geologiche in Italia.* Ann. Accad. Agricoltura di Torino, vol. 88, Torino, 1946.

[22] Verri A., *Trasformazioni idrografiche nel territorio di Rieti e Terni.* Boll. Soc. Geol. It., vol. I, Roma, 1882.


N
Forino
M. Salto
Montoro Inf.
S. Pietro
T. Solofrana
Solofra
T. Lavinaro
P.zo S. Michele
M. Mai
Mercato S. Severino
Castel S. Giorgio
T. la Calvagnola
al fiume Sorno
T. Solofrana
Acquarola
Oscato
Fisciano
C.le Scalelle
Stretta di Codola
Pania
T. Lavinaro
Nocera Inf.
P.zo Cuculo
Caprecano
M. Monna
M. Stella
F. Irno
Salerno
Km
0 1 2 3 4
Leggenda
Pione alluvionali.
Falde di detrito importanti.
Conoidi antiche.
Spartiacque superficiale tra il bacino dell'Irno e quello del Solofrana.
Spartiacque superficiale tra il bacino del Solofrana e il bacino endoreico di Forino
Limite del bacino del Paleo-Irno
Corso presunto del Paleo-Irno



atto BC la proiezione secondo EW ribaltata sul piano della figura),
inaro (proiezione secondo EW ribaltata di 90° sul piano della figura).
ssonometriche (rispettivamente di altezza, lunghezza e profondità)

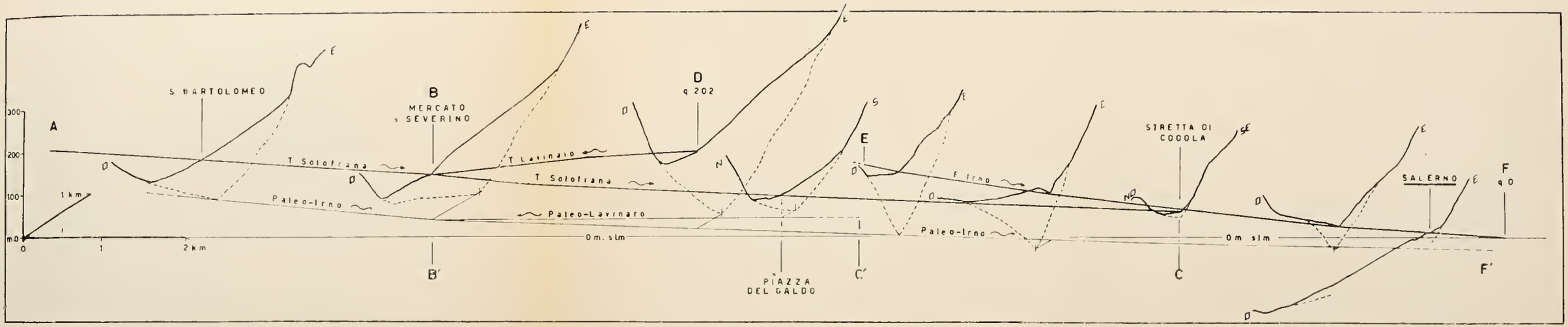


Fig. 2. — Profili longitudinali schematici dei seguenti corsi d'acqua: *a*) attuali: ABC = torrente Solofrana (per il tratto AB è riportata la proiezione secondo NS e per il tratto BC la proiezione secondo EW ribaltata sul piano della figura). DB = Torrente Lavinaio (proiezione secondo NS). EF = Fiume Irno (proiezione secondo NS); *b*) antichi: AB'F' = Paleo-Irno (proiezione secondo NS), C'B' = Paleo-Lavinaro (proiezione secondo EW ribaltata di 90° sul piano della figura). I profili trasversali delle valli attuali (a tratto continuo) e i corrispondenti presumibili per le valli antiche (in tratteggio) sono riportati in assonometria a 30°. Le unità assonometriche (rispettivamente di altezza, lunghezza e profondità) stanno fra loro nei rapporti di 5 : 1 : 1.

Ingolfamenti marini giurassici nel Cile settentrionale

Nota del dott. GIOVANNI CECIONI

(presentata dal socio LORENZO CASERTANO)

(Tornata del 29 novembre 1963)

In Sud America si parla impropriamente di un *geosinclinale andino* come se questo fosse esistito in continuità e fosse stato uno solo. In generale si ammette per antonomasia che sia quello mesozoico; però non è stata presa la precauzione di vedere se esistono le condizioni necessarie e sufficienti per affermare che è un geosinclinale e di che tipo: qualsiasi sedimento mesozoico si depositò in quello quasi per definizione.

L'autore vuol dare con la presente nota un riassunto di un suo prossimo lavoro più esteso con il fine di divulgare le sue idee principali, perchè queste eventualmente possano essere prima di tutto criticate e poi di guida alle interpretazioni di altri dati, non necessariamente collegati alla stratigrafia.

Che non si tratti sempre di un solo e vero geosinclinale, nè che questo sia stato esclusivamente mesozoico, lo dimostrano i diversi dati, riassunti brevemente, prendendo in considerazione le Ande al S del 18° parallelo S, dove queste si presentano approssimativamente allineate secondo i meridiani.

1) Nel Paleozoico inferiore del Nord Argentino e Bolivia meridionale si sviluppò una fossa instabile, nella quale si depositarono spessori notevoli di tipico flysch, con grauvache a stratificazione gradata argillosa, aventi vari tipi di impronte nella base, a volte piegate in pieghe sinsedimentarie dovute a varie cause. Le concrezioni calcaree sono quasi sempre fossilifere e l'età dei fossili è dell'Ordovicico come già si mise in evidenza (Loss, 1949; Cecioni, 1949, 1951, 1953). All'oriente della Serrania di Zapla, o nel Dique de la Cienega, o nella Provincia di Salta, i depositi fossiliferi dell'Ordovicico son tipica-

mente costieri, molassici (Cecioni, 1953); lo stesso succede verso l'Occidente della fascia del flysch, dove la formazione Aguada de la Perdiz (Garcia *et al.*, 1962) è marina, costiera e dell'Arenigiano, e la formazione Gualchagua presenta *Scolytus* e sembra essere un passaggio laterale continentale dell'Ordovicico in Cile. Non furono osservate colate sottomarine ed il flysch è attraversato da granodiorite probabilmente giurassico-cretacea. Il flysch ordovicico del Nord Argentino e della Bolivia meridionale si depositò senz'altro in una fossa instabile, che rappresenta forse una antefossa parallela ad un geosinclinale, ubicato probabilmente più ad Occidente perchè la fauna cambrica è tipicamente nordamericana, mentre quella ordovicica, specie per i suoi nautiloidei, è tipicamente europea (Cecioni, 1953).

2) Il Devonico di questa stessa area si presenta con facies molassica, anche con depositi di delta (De Benedetti, 1948; Cecioni, 1953), però Weeks (1948) ricorda che nella Bolivia orientale esistono depositi devonici la cui facies è simile a quella del flysch. La antefossa ordovicica si spostò forse col suo asse verso l'oriente nella ondata geotettonica del Paleozoico? I depositi gothlandici, anche i più bassi ed i più orientali, del Nord Argentino, aumentano sì di spessore da W verso E, ma conservano la loro facies molassica.

3) L'Antracolitico della parte andina presa in considerazione, si presenta nell'area settentrionale con facies continentale e sono scarse le invasioni marine (Galli, 1957). È probabile che i depositi continentali antracolitici continuino a depositarsi anche nel Trias perchè ad un determinato momento presentano colate andesitiche, che il Prof. J. Muñoz Cristi ammette essere esclusive del Mesozoico. Non esistono sedimenti marini che indichino una facies più profonda della piattaforma continentale.

Però in Porto Manso si presentano depositi marini con *Bellerophon* (Lexique) con tipica facies di flysch nella parte nord dell'affioramento; è probabile che siano i più alti. Al S si hanno depositi molto simili al nostro macigno toscano che passano lateralmente a wildflysch; la variazione si può osservare perfettamente nel terreno. Il macigno presenta stratificazione gradata argillosa e vari tipi di impressioni nella base dei banchi. Le brecce del wildflysch in maggior parte son dovute a scivolamenti sottomarini perchè la grandezza dei blocchi è incompatibile con un trasporto per correnti torbide. Le brecce prevennero chiaramente ma approssimativamente dal S. Gli

affioramenti più meridionali di Puerto Manso ritornano a presentare facies di flysch con grauvache a stratificazione gradata argillosa e convolute bedding: sembrano rappresentare pacchetti di sedimenti sopra i quali scivolarono le brecce. Anche in questo caso non possiamo dire se stiamo in un vero geosinclinale o in una antefossa; forse uno studio più dettagliato della serie e della petrografia delle brecce potrebbe dare una soluzione.

Poco più al S la formazione Huentelauquen presenta depositi marini di facies poco profonda (Cecioni, 1962 b) però non sappiamo se son contemporanei a quelli di Puerto Manso.

Nell'Arcipelago Patagonico, l'autore scoprì circa 5000 km^2 di affioramenti che appartengono in maggior parte all'Antracolitico (Cecioni, 1955). La loro facies indica chiaramente una notevole profondità marina: spessori enormi di calcari con fusulinidi, sedimenti arenoso-argillosi che probabilmente rappresentano un flysch, le cui grauvache forse, se studiate al microscopio, potrebbero presentare stratificazione gradata argillosa, non visibile ad occhio nudo per il metamorfismo che interessa più o meno questi sedimenti. Ma che stiamo in un vero geosinclinale è dimostrato dal fatto che uniti con i calcari fossiliferi troviamo radiolariti, diaspri varicolori, esattamente uguali a quelli della formazione argilloscistoso ofiolitifera dell'Appennino Settentrionale e, come questi, legati a rocce verdi. All'oriente troviamo depositi antracolitici marini di facies poco profonda che si assottigliano sempre più verso l'E (Feruglio, 1949-50). Inversamente ingrossano i depositi continentali in parte di origine glaciale. Evidentemente stiamo al bordo del Continente di Gondwana. La linea di costa di questo geosinclinale sembra che non doveva essere N-S ma NW-SE molto approssimativamente, se consideriamo che al N, in Cile, prevalgono depositi continentali. Quelli di Puerto Manso potrebbero rappresentare allora una antefossa al margine NE del vero geosinclinale. La possibilità di una direzione della linea di costa NW-SE sarebbe confermata dai dati tratti dai sedimenti mesozoici, come vedremo.

Come si è visto fino ad ora, nella parte delle Ande presa in considerazione, abbiamo senz'altro una fossa instabile nell'Ordovicico, una nel Devonico, e due (Puerto Manso e Arcipelago) nell'Antracolitico, separate da depositi molassici. Queste due ultime aree instabili continueranno ad essere fortemente instabili nel Giurassico, mentre le altre, chiuse e saldate, costituiranno aree di subsidenza semplice.

* * *

Il Mesozoico si sviluppa in questa parte delle Ande in modo superbo e molti lavori sono stati pubblicati. Per avere una idea approssimata tanto della geologia come della bibliografia sarà sufficiente leggere l'ultimo ed ottimo lavoro di Harrington (1962). Ma poco si fece per stabilire in che ambiente presero origine questi sedimenti mesozoici. Per quanto consta gli unici che si riferiscono con dettagli a depositi di flysch sono Harrison che lo riconobbe nel Calloviano del Perù ed il sottoscritto che lo studiò nella Provincia di Magellano e dette qualche indicazione sulla facies della formazione Los Molles (Cecioni, 1961, p. 19; 1962 a) (1).

Nel Triassico cileno predominano sedimenti continentali a volte con abbondanti colate andesitiche nel Norte Grande e cheratofiri più al S. I fossili che permettono le datazioni cronologiche sono generalmente le piante.

Nella località La Ternera esistono conglomerati potenti con ciottoli di porfido quarzifero; ci sono anche alcune intercalazioni argillose con piante. Non si conosce attualmente da dove provenne il materiale. Più al S, in Alto del Carmen, si sono misurati 400 m di porfido quarzifero e rocce annesse, che passano verso l'alto a potenti conglomerati e arenarie con alcune intercalazioni di argille marine, testimoni di brevi inondazioni marine triassiche. Questi porfidi quarziferi probabilmente fornirono il materiale anche ai conglomerati di La Ternera.

La stessa litologia, conglomerati arenarie e argille continentali, si sviluppa verso il SSE di Alto del Carmen, in Argentina, come in Cacheuta e nel Cerro La Brea. La flora di Cacheuta e quella di La Ternera si rassomigliano molto avendo 9 generi di piante in comune, ma in La Ternera esistono per lo meno 8 generi che non sono stati segnalati nella numerosa flora di Cacheuta, ciò che indica un ambiente diverso. Verso l'occidente, nel Cerro Talinai, il Triassico è rappresentato da 1000 m di sedimenti conglomeratico-arenosi, continentali che riposano e son ricoperti da una serie sottile di argille marine fossilifere. La stratificazione incrociata di tipo deltaico delle arenarie e conglomerati fa sospettare che il materiale provenne dal NE, ma

(1) Recentemente in Cuba è stata messa in evidenza una magnifica serie con facies di flysch, appartenente al Cretaceo superiore e che fa parte del Gruppo Habana (Bronnimann P. and Rigassi D., 1963, *Contribution to the Geology and Paleontology of the area of the City of La Habana, Cuba, and its Surroundings.* Eclogae Geologicae Helvetiae, vol. 56, pp. 193-480).

Foto 1. — Pieghe sinsedimentarie nel flysch della formazione Caleta Ligate, Bajociano, al sud di Iquique (Foto Varela).

Foto 2. — Alternanza di turbiditi fini, con stratificazione gradata argillosa, e lutiti oscure nel flysch della formazione Caleta Santiago, Caloviano al sud di Iquique (Foto Varela).

occorrono più studi dettagliati prima di affermarlo categoricamente. È seduttrice la idea che questi conglomerati rappresentino approssimatamente quelli di Alto del Carmen e di Cacheuta e che nel Cerro Talinai abbiano un maggiore sviluppo i sedimenti di facies francamente marina.

Foto 3. — Macigno paraconglomeratico, non nella base stessa, depositato da una corrente torbida, viscosa, che correva sul fondo e che si arrestò bruscamente; con questa fermata brusca restano al loro posto gli elementi costituenti la turbidite e la loro posizione e differenza di massa indica variazioni di velocità, come se questa « fossilizzasse » nel banco. Formazione Puerto Manso, località tipo, al sud del porto. Carbonifero.

Questa ultima facies si sviluppa al massimo nel Trias dell'area del Quereo un poco più a S, dove sembra essere un pò più giovane. Qui il Trias per mezzo di argille limolitiche (limolite = silstone) rosse e forse continentali si appoggia discordantemente sulla formazione Los Vilos di età sconosciuta fino ad oggi. Si depositarono da prima conglomerati e arcose di tipo costiero, ma poi la facies diventò più profonda e con molta probabilità si depositarono banchi arenosi, conglomeratici nella base, per mezzo di correnti torbide. Terminato questo episodio, per riempimento e/o movimento isostatico positivo, ritorna a presentarsi una facies meno profonda, di shelf, molassica sopra la quale cominciano le prime colate di cheratofiri, probabil-

mente sottomarine. Una magnifica *flap structure* indica chiaramente che il fondo marino era allora inclinato da NW a SE.

La formazione Los Molles comincia con sedimenti lacustrini, prima limolitico-arenosi, poi lutitici con piante terrestri del Norico superiore ed infine arenosi oscuri con molti minerali ferrosi. Verso

Foto 4. — Vista presa con l'asse ottico in parallelo alla direzione degli strati. Si osserva in questo flysch di poco spessore una piega gravitazionale indicante la maggiore profondità del fondo marino di allora (a sinistra). I restanti banchi sono in parallelo e non sono stati interessati da questo movimento. Formazione El Quereo, località tipo, lato nord della insenatura. Triassico.

l'alto di questa ultima serie cominciano le prime intercalazioni marine che si sviluppano sempre di più fino a che si stabiliscono definitivamente nel Retico-Lias.

Più al S del parallelo 40° affiorano diversi sedimenti triassici la cui flora è stata studiata dettagliatamente, per esempio in Languineo, Pampa Agnia, Rio Genua, Nueva Lubeka, Santa Cruz e Esquel. Questa flora presenta 12 generi in comune con quella di Cacheuta, Los Molles e La Brea, però esistono 10 generi che sono esclusivi di questa area. Per quanto si può dedurre da alcune pubblicazioni e da comunicazioni verbali di alcuni ricercatori si può escludere che i depositi marini triassici generalmente al NW delle località sopra indicate di questa nuova area non presentano facies di flysch, ma

Foto 5. — Tipico flysch della formazione Los Molles, Triassico-Liassico: base del membro del flysch (Foto Izquierdo).

Foto 6. — Struttura dovuta a scivolamento gravitativo, da destra a sinistra; allo stesso fenomeno sono dovuti anche gli stiramenti e gli ispessimenti. Flysch della formazione Los Molles, Triassico-Liassico.

sempre di poca profondità, passando a continentali verso il SE, come per esempio nella valle del Rio Bio Bio.

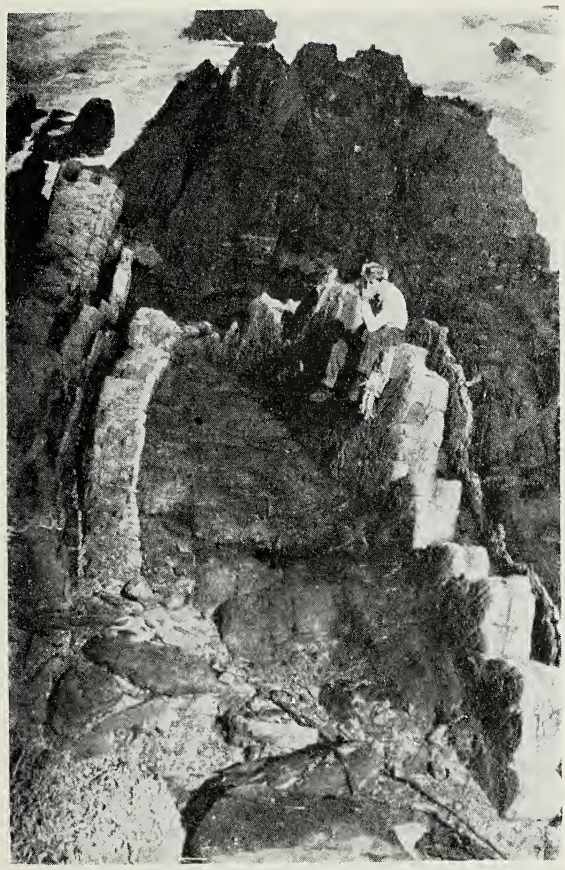


Foto 7. — Struttura dovuta a scivolamento gravitativo. I banchi sopra (sinistra) e sotto (destra) sono in parallelo. L'ala sinistra è stata sollevata e piegata indietro verso la maggiore profondità del fondo marino di allora. Formazione Los Molles, nel flysch quando comincia ad avere banchi brecciosi di wildflysch.

Concludendo, nel Triassico abbiamo tre aree di sedimentazione, quella del N è esclusivamente continentale, quella del S è di facies mista, e quella centrale è sì di facies mista però presenta indizi che la fossa sedimentaria marina era instabile. Per la presenza di flysch e di colate sottomarine acide si può pensare che la fossa centrale era un geosinclinale installato sul bordo del continente.

Nel Nord Argentino e nel sud della Bolivia esistono vasti affioramenti della Formazione Petrolifera (Calcare Dolomitico e Marne Molticolori) attribuite al Cretaceo (scuola tedesca), al Paleozoico superiore (Picard) e al Lias (da Bonarelli e scuola italiana). Gli

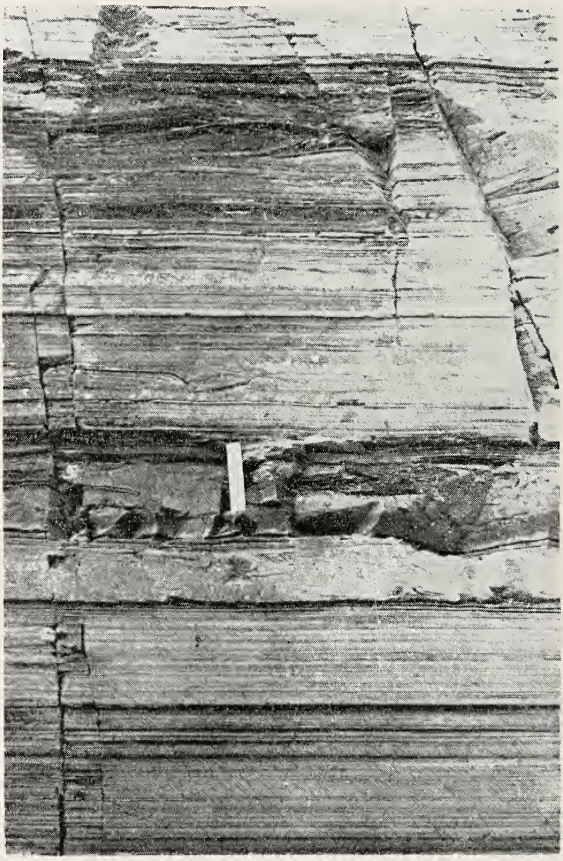


Foto 8. — Code di turbiditi, cadute ritmicamente sul fondo marino in declivio, nel quale alcuni depositi sono stati interessati da scivolamenti, piegandosi. Queste ardesie nere non presentano ammoniti, mentre le limoliti ne sono ricchissime. Queste ammoniti sembrano indicare il Trias medio, mentre il deposito è di età liassica. Questa facies è stata interpretata come schlier. Parte alta del flysch della formazione Los Molles, nella cava di ardesia. Triassico Liassico. Il decimetro dà il valor della scala.

studi effettuati in Perù (Haas, 1950) dimostrano che la determinazione cronologica corretta era quella di Bonarelli (che non lo venne a sapere), così che l'Orizzonte Calcareo Dolomitico, di dove provengono

i fossili, deve essere considerato oggi del Lias. In questo stesso orizzonte, a Miraflores, vicino a Potosì, Bolivia, furono da tempo trovati tre echinodermi, i quali indicano per lo meno localmente una facies marina anche se di poca durata. Ciò ci induce a pensare che l'Orizzonte Calcareo Dolomitico e probabilmente le sovrapposte Marne Molticolori si depositarono in laghi estesi, su per giù nel senso N-S e

Foto 9. — Magnifica discordanza idrodialema prodotta dalla azione erosiva delle correnti torbide sopra una turbidite già depositata. Il Prof. M. Ksiazkiewicz, dell'Università di Cracovia, osservò « current bedding to the right in the basal bed just above the disconformity », osservazione che appoggia fortemente la interpretazione data.

che localmente, in Miraflores, si verificò una rapida incursione marina dell'W verso l'E, perchè verso l'oriente mancano depositi marini liassici, abbondanti invece sulla costa pacifica.

A questo ambiente liassico, tipicamente continentale, però con rilievo dolce e di altezze modeste, segue verso l'occidente un ambiente marino costellato di isole, nel quale si depositarono i sedimenti della vallata di Aroma e del Cerro Longacho. Nel primo di questi furono riconosciuti depositi molto simili a quelli del Cerro Longacho, oltre che marne multicolori specialmente verdi che ricordano le Marne Molticolori argentine. In Cile hanno uno spessore di 300 m e riposano su depositi marini sinemuriani che a loro volta coprono

con marcata discordanza angolare depositi correlazionati alla formazione El Toco del Paleozoico superiore.

I depositi in comune tanto nel Cerro Longacho che nella valle di Aroma, sono sedimenti ritmici marini che l'autore considera appartenere alla facies di schlier. Ancora più verso l'occidente si trovano depositi marini con facies di flysch e che costituiscono la formazione Caleta Buena (Cecioni, 1963).

Foto 10. — Turbidite della formazione Los Molles. Come nella foto 3, i grani più grossi non si trovano nella base stessa, ma generalmente al tetto del terzo inferiore, dove è maggiore la velocità e/o la viscosità della corrente torbida. Solo eccezionalmente i grani più grossi sono nella base, evidentemente quando la fermata non è stata sufficientemente brusca. Il Prof. L. Casertano ed il sottoscritto arrivarono alle stesse conclusioni osservando le foto delle turbiditi riprodotte artificialmente da Kuenen e Migliorini, nelle quali si osserva che i grani grossi sono abbastanza alti.

« Gli altri depositi marini liassici che si trovano nel Norte Grande indicano che il mare nel quale si depositarono aveva la sua massima profondità verso l'occidente » (Cecioni, 1963), quantunque si presentassero diverse irregolarità topografiche perchè se il sottoscritto ha visto il Liassico di Pedernales sovrapporsi a depositi molto antichi (forse della formazione Gualchagua) e su graniti del Carbonifero, in Quillagua, secondo Mordojovich (1960) il giurassico più basso è rappresentato dal Calloviano che riposa direttamente con le sue arenarie

costiere fossilifere e arcosiche su depositi paleozoici. « Dai calcari liassici arenosi di costa del Cerro del Abra, del Cerro Mesa di Pan de Azucar, di La Ternera e di Limon Verde, si passa a facies marina più profonda come nei Cerritos Bayos, in Pedernales, in Potrerillos » (Cecioni, 1963).

Come in Caleta Buena al Lias medio segue verso l'alto e con continuità di sedimetnazione il Bajociano (in parte anche con facies di flysch) e come nella zona di Pan de Azucar il Lias inferiore fossilifero è piegato e coperto con marcata discordanza angolare da depositi bajociani (Cecioni, 1960), si conclude che si verificò una orogenesi probabilmente corrispondente alla Orogenesi di Dunlap e che verso l'occidente della fossa, dove si depositò il flysch liassico, prima ricordato, doveva esistere una penisola o meglio forse un arco di isole, terre per le quali si propose il nome di *Terra di Psiloceras* (Cecioni, 1963), la quale separerebbe malamente il geosinclinale tarapaqueño da quello aconcagüino-neuquenico.

Garcia (inedito) per supporre la presenza di una terra emersa nello stesso luogo si basa sul fatto che nel lapso Lias-Calloviano si ebbe una forte attività vulcanica con formazione di brecce piroclastiche e depositi continentali annessi (formazione La Negra). La instabilità in questa parte durante il Lias si può dedurre anche dai depositi coevi dell'Argentina, dove le Marne Verdi, immediatamente sopra l'Orizzonte Calcareo Dolomitico, presentano chiari scivolamenti subacquatici di pacchetti di sedimenti; gli stessi cristallini di analcima, formatisi nella marne, presentano deformazioni singenetiche ed otticamente si comportano come anisotropi.

Dobbiamo tener presente che i depositi marini liassici fino ad ora ricordati contengono numerose ammoniti appartenenti al gruppo delle Arietiti, le quali mancano o sono molto rare (Cerro Pulmahue) più al Sud dove prevalgono invece *Arcestes*, *Oxynoticeras*, *Harpoceras* e *Peroniceras*. La formazione Lautaro comprende tutto il Lias (Segerstrom, 1959) e questo riposa sopra un granito come succede anche in parte in Pedernales.

In Alto del Carmen, sopra i depositi marini costieri del Trias medio, parte bassa (Anisico), si trova una serie porfiritica con brecce e ceneri, le quali verso il Nord cominciano nel Bajociano. Si imposta allora subito il problema se il contatto sedimenti triassici-vulcaniti in Alto del Carmen è concordante o di erosione. Verso il Sud questa formazione è rappresentata da lembi isolati, allineati all'incirca N-S,

di sedimenti marini costieri come in Tres Cruces (Segerstrom, 1959) y Doña Ana (Thiele, inedito).

Ancora più al Sud il Lias basale è marino costiero nel Cerro Pulmahue e assai più profondo in Los Molles, però sempre di shelf. In questa ultima località i depositi di shelf sembrano essersi depositati da correnti dirette verso N 70°E. Si deduce questo dall'orientamento (N 20° W) di ripple marks asimmetrici (fianco E più inclinato), dalla stratificazione incrociata (N 30° W) e da tre tasche (fronte N 30° W), dovute a discesa verticale differenziale di sabbie in fanghi, accompagnata anche da una discesa gravitazionale subacquatica. A questi depositi seguono una cinquantina di metri di lutiti nere di facies profonda, ma tra gli uni e gli altri esiste uno spessore limitato a pochi metri di depositi ritmici sottili di lutiti alternantisi ritmicamente con limoliti e che ricordano la facies di schlier. Le ammoniti che si ritrovano tanto nelle limoliti (più frequenti) che nelle lutiti sembrano indicare il Lias inferiore; ma quelle delle limoliti sono sempre accompagnate da ciottoli di un centimetro di diametro, mentre le ammoniti presentano un diametro massimo di 11-12 cm. Furono trovati anche ossi allineati che sembrano essere stati trasportati da correnti dirette verso N 70° E, ciò che fa presumere anche qui una linea di costa all'occidente allineata N 20°-30° W. Evidentemente si può confermare qui che lo schlier rappresenta una facies peculiare prodotta dal passaggio in alto di correnti torbide non in contatto con il fondo, sul quale lasciano cadere il materiale che non possono trasportare a quella velocità e viscosità. Occorrerà effettuare studi paleontologici molto esatti per vedere se esiste una differenza di età tra le ammoniti delle lutiti e quelle con ciottoli delle limoliti, che apparentemente dovrebbero essere un pò più vecchie.

Con questo primo accenno alla presenza di correnti torbide nel bacino sedimentario di Los Molles (sono stati contati 24 banchi prodotti da queste), l'ambiente ritorna tranquillo ma con facies più profonda indicata dalle lutiti nere.

Improvvisamente sopra a queste lutiti nere si presenta bruscamente una serie assai potente del più tipico flysch con grauvache con stratificazione gradata argillosa, con solchi di trascinamento ad assi paralleli ma di diametro costantemente minore che indicano che le correnti torbide scendevano con senso verso N 20° E. In questa stessa serie si può osservare una piega chiusa, in una grauvaca, prodotta da scivolamento gravitazionale subacqueo; l'asse, restituito, ci dice che la pendenza di quel fondo allora era verso il N approssimatamente

però non oltre 20° all'E o all'W. Seguono alcuni banchi di pochi metri, costituiti da brecce, di tipo wildflysch, nei quali si possono misurare solchi di trascinamento e imbricazioni, i quali indicano nuovamente correnti verso il N. Una piega come la anteriore, ma più piccola, dà una caduta verso N 30° W.

Sempre in questa serie di flysch, che è la più potente, si osserva un filone intrusivo di roccia acida, un cheratofiro, che è poco posteriore alla sedimentazione e anteriore allo scivolamento gravitativo subacquatico dell'insieme sedimento-intrusivo; la pendenza massima di quel fondo marino era da S verso N; dovuto a questa caduta il filone si è in parte piegato (non completamente raffreddato?) in parte rotto per piccole faglie inverse. Pochi centimetri sopra e sotto a questa serie scivolata, gli strati sono in parallelo e con la stessa direzione N 16° E, ciò che indica che tanto lo scivolamento quanto la intrusione acida avvennero durante la sedimentazione.

Un poco più in alto si trovano banchi sottilissimi, ritmici di lutiti e limoliti chiare in parte rossicce, la cui facies ricorda quella dello schlier. Nelle vicinanze c'è una cava per lavagne. Si trovano *Monotis* e Belemniti orientati in parallelo (N 22° E). Questo schlier si presenta ancora una volta altamente fossilifero però solo nelle limoliti; questo dato è sicurissimo. Studi paleontologici futuri dovranno confermare o no il sospetto che queste ammoniti, più alte stratigraficamente di quelle del Lias basale sembrano indicare niente di meno che il Triassico medio; i dati litologici ci permettono sospettare che sono ammoniti risedimentate. Sembra almeno in Cile un problema comune a tutto lo schlier, compreso qeullo di Cerro Longacho e Valle Aroma.

Sopra il flysch ci sono 6 banchi potenti di macigno ed il banco più basso è un vero wildflysch; nel secondo banco, che per colore esterno ed interno è incredibilmente uguale al nostro macigno toscano, i solchi di trascinamento indicano correnti torbide dirette al N. Nel terzo banco si può osservare un canale di erosione subacquea prodotto da corrente forse torbida in una turbidite appena depositata; la direzione è N 22° E (dubbio il senso). Nel quarto banco i solchi di trascinamento indicano direzione della corrente torbida verso N 30° E.

Seguono ancora verso l'alto uno spessore ridotto di flysch e schlier (100 m approssimatamente) e nel quinto banco di macigno che segue i solchi di trascinamento vanno verso N 30° E; nel sesto banco di macigno detti solchi son quasi paralleli a quelli disotto (N 23° E) però si osserva anche, e nella parte alta, una piega dovuta a caduta gra-

vitazionale che indica una pendenza massima del fondo marino verso N 40° W all'incirca.

I dati sopra riportati permettono stabilire:

1) che il bacino dove si depositò la formazione Los Molles fu dapprima un'area di sedimentazione lacustre, nella quale penetrò una o due volte il mare, come episodio corto, e che dopo fu definitivamente marina; la linea della sua costa occidentale era allineata approssimatamente N 20° W;

2) che questo bacino marino si sprofondò, fu tettonicamente instabile e fu interessato per intrusioni (probabilmente anche per effusioni) di rocce acide; la presenza di queste oltre a quella del flysch, schlier e wildflysch, permette affermare che questo bacino era un vero geosinclinale marginale, cioè sul bordo del continente secondo il concetto esposto recentemente da De Sitter (1963).

3) questo geosinclinale era allungato all'incirca nel senso N 20° W ed il materiale terrigeno depositato da correnti torbide dirette prima verso N 70° E e poi verso il N con cambio graduale; ma quando la ridepositazione è prevalentemente arenosa (macigno) le correnti ritornano a correre verso N 79° E.

4) mentre questo geosinclinale riceveva gran quantità di materiale terrigeno proveniente dallo shelf, e per correnti torbide, lo shelf stesso soffriva l'effetto di movimenti orogenetici, o meglio tectogenesi nel senso di Haarmann, perchè contemporaneamente nell'area di Pan de Azucar, come si è dimostrato, si sviluppava una orogenesi s.s. che è stata riferita a quella di Dunlap;

5) le discordanze angolari osservate nella Quebrada del Pobre, Cordillera de la Costa, tra la Valle de la Ligua e la Costa de Barriga (Thomas, 1958) e nella Cordillera di Elqui (nelle Ande principali), e che separano il Trias dal Liassico medio, possono essere attribuite alla stessa Orogenesi di Dunlap;

6) dobbiamo ammettere un'altra volta che all'occidente del geosinclinale di Los Molles, esisteva una terra o penisola (poco probabile un arco di isole), dalla quale principalmente proveniva il materiale terrigeno. A questa terra il sottoscritto già da tre anni, nel corso di Geologia Storica, ha dato il nome di *Terra di Arcestes*, nome che qui si propone formalmente.

Nel Lias (Sinemuriano e Lotharingiano), secondo Harrington (1962), questo stesso geosinclinale continua con facies apparentemente molassica fino nel Neuquen, onde il nome di geosinclinale aconcagüino-neuquenico. Però lo stesso A. riconosce che questo bacino marino era

indipendente da quello nel quale si depositarono i sedimenti liassici marini del Chubut e della Patagonia, sopra i quali non si conoscono dati direzionali, dati che occorre sempre prendere sul terreno, allo stesso modo che si prende direzione e inclinazione degli strati, come dice il Dr. M. Kay, professore di stratigrafia dell'Università di Columbia.

La *Terra di Arcestes* separerebbe il geosinclinale di Los Molles, o meglio aconcagüino-neuquenico, dal bacino liassico patagonico, nel quale si ha continuità di sedimentazione fino al Toarciano. Qui la serie sedimentaria è interrotta da eruzioni.

* * *

Il Dogger è rappresentato da sedimenti marini bajociani e brecce, piroclastici e sedimenti arenosi continentali, forse bathoniani, non fossiliferi. Sembra che alcuni sedimenti marini nella Cordillera della Costa del Norte Grande per il loro contenuto paleontologico possano attribuirsi al Bathoniano, ma non si è pubblicato niente al riguardo; se anchè così fosse è chiaro che il Bathoniano marino è ben poco rappresentato là.

I sedimenti marini costieri del Dogger si trovano nel Norte Grande, nella Provincia di Antofagasta, fra Quillagua e Copiapó e la loro facies marina costiera arenosa si trova più verso l'E, come in Caracoles e al S come in Pedernales, mentre la facies più profonda, marnosa, si trova in Moctezuma e Cerritos Bayos.

Di facies ancor più profonda il Bajociano si trova nella Cordillera della Costa nella Provincia di Tarapacá, dove tanto al S di Iquique come in Caleta Camarones ed in alcune località dell'interno della Cordillera della Costa, i sedimenti con abbondanti *humphriesianum* riferiti alla formazione Caleta Ligate, presentano facies di flysch e di wildflysch. Le turbiditi bajociane provengono in prevalenza dal SE e dall'E, essendo poche quelle provenienti dall'W e dal SW, le quali invece sono più sviluppate nel Calloviano.

I sedimenti bajociani immediatamente al Sud di Potrerillos si presentano con facies assai profonda, essendo rappresentati da 50 m di calcari, nel Transito, con *Coeloceras cosmopolitum* (Biese, 1957 a); però andando verso il SW, cioè a Longotoma e La Ligua, il Bajociano si presenta in generale con facies più costiera, con arenarie e brecce vulcaniche verso il tetto (formazione Horqueta), presentando inoltre due colate potenti di cheratofiri (formazione El Melon, Thomas, corretta da Aliste *et al.*, 1960).

Questa situazione ci indica una sempre più progressiva erosione della *Terra di Arcestes* e teoricamente i sedimenti bajociani di questa area dovrebbero procedere dall'W approssimatamente. Dal lavoro di Thomas (1958) si ricava che il calcare della formazione El Melon, di facies costiera, sparisce verso il N dove la facies sembra più profonda. Verso il Sud il mare bajociano avanza fino al Neuquen orientale, dove i sedimenti sono rappresentati da una successione monotona di calcari arcosici, di varie centinaia di metri di spessore, di facies infraneritica (Groeber, 1952, p. 257) con alcune argille che riposano su conglomerati, indicando così nell'insieme una facies epineritica. Non è un problema, come lo è per Groeber, la provenienza di questi depositi clastici, considerando lo schema paleogeografico qui presentato.

Ancora più al Sud, secondo Harrington, cioè nel Chubut, deve essersi sviluppato un altro bacino indipendente.

* * *

I depositi calloviani in Cile meritano una illustrazione a parte degli altri sedimenti del Malm. Si dà come sicuro che il Calloviano si presenta con facies trasgressiva, mancando il Bathoniano; però questo potrebbe succedere solo in quelle zone corrispondenti alle isole o penisole del Dogger, come per es. quella di Quillagua.

Nel Norte Grande, vicino alla Stazione El Godo (Cecioni e Garcia, 1960), il Calloviano è rappresentato da calcari, lutiti, con *Reineckeia*, i quali sono molto simili litologicamente alle lutiti e calcari (alberese) della formazione argilloscistoso ofiolitifera dell'Appennino Settentrionale; ancora più verso l'E, sopra questa serie, ci sono rocce basiche, di tipo diabasico, che presentano molte analogie con le rocce verdi della menzionata formazione appenninica; disgraziatamente nel Godo non sembrano ricoperte da sedimenti marini e la loro età è perciò argomento di discussione.

Sotto ai sedimenti di El Godo, affiora una breccia andesitica che meritò uno studio dettagliato, perchè taglia discordantemente 200 m di sedimenti bajociani altamente fossiliferi (Cecioni e Garcia, 1960, fig. 2).

Qui non esiste il minimo dubbio di un hiatus e di una discordanza. Ancora più all'oriente furono studiati depositi di un calcare breccioso di shelf, che Alvarez denominò formazione Cholita, e più ancora al NNW, a Negreiro, questi si ingranano con sedimenti argillosi, indicando una facies più profonda. Sempre nello stesso senso, a

Chiza, troviamo lutiti fossilifere di facies profonda però con le stesse ammoniti.

Questi fatti confermano una volta di più che il bacino di sedimentazione calloviano nel Norte Grande si approfondiva verso il NNW, come prima.

Se analizziamo ora i depositi calloviani verso l'occidente di El Godo, ci troviamo con la formazione Caleta Santiago, la quale presenta la tipica facies di flysch e alcuni banchi potenti delle sue brecce ricordano molto il wildflysch. Secondo gli studi effettuati recentemente dal Sr. Varela, la maggior parte delle turbiditi sembrano provenire dall'W e dal SW. Mai si è potuto stabilire, nei depositi calloviani e bajociani, una provenienza dal NW, neppure sotto forma di sospetto.

I risultati delle misure effettuate nei sedimenti calloviani della formazione Caleta Santiago, riconfermano la paleogeografia stabilita anteriormente. Di più: il Sr. Floreal Garcia in Quillagua trovò una arenaria calcarea costiera con *Reineckeia*. Verso l'estremo N del Cile invece il Calloviano è rappresentato dalla formazione el Morro (Cecioni e Garcia, 1960), la quale presenta la tipica facies di flysch (con *Posidonomya* e rami con lo stesso orientamento) nel quale si possono osservare lave a guanciali (pillow-lava) poco frequenti o sconosciute nel flysch.

Possibilmente una facies più profonda di quella di Quillagua si presenta in Cerritos Bayos con il calcare oolitico e marne del Calloviano (Biese, 1957 b). In Caracoles i lavori attualmente inediti di F. Garcia misero in evidenza una serie di lutiti calcaree, arenose alla base, e con filaretti di gesso in alto, appartenenti al Calloviano. Questi indicano una facies più profonda di quelli di Cerritos Bayos e conseguentemente di Quillagua; però i filaretti di gesso indicano che il bacino si riempì o fu sollevato o l'uno e l'altro.

Calcari gialli in banchi grossi, costieri, con porfiriti e ceneri, si trovano sul versante occidentale della Cordillera de los Andes, 150 km all'oriente di Taltal, nella Quebrada el Chaco (Lexique).

Una facies molto più costiera si trova in Pedernales dove esistono calcari arenosi, gialli, fossiliferi, del Calloviano. Più a Sud si trova una facies più profonda nel Calloviano del Transito (Biese, 1957 a), dove si misero in evidenza piccoli spessori di marne, le quali con la loro facies e spessore contrastano assai con la facies e notevole spessore del Calloviano di Cerritos Bayos e Pedernales.

È possibile che anche nel Calloviano gli ingolfamenti tarapaqueño e aconcagüino-neuquenico si presentassero separati, quantunque

un pò più al Nord, in Manflas, si trovino calcari probabilmente calloviani (Groeber, 1952, p. 231).

Nel Neuquen e Mendoza il Calloviano è rappresentato da arenarie bianche, in parte conglomeratiche, e con ligniti, lutiti calcaree, calcari bituminosi, calcari arenosi e ogni tanto arcose verdi. Al N del Rio Atuel, Mendoza, è presente anche un livello di gesso. Questa facies tipicamente costiera indica chiaramente una minor profondità in relazione ai 50 m di marne del Transito (Groeber, 1952). In più in questa stessa area il Lias-Dogger presenta una facies di mare aperto che contrasta con la facies arenosa del Calloviano. Qui, come in Caracoles, la presenza del gesso indica nuovamente riempimento o sollevamento o entrambi.

Si può quindi pensare che, anche se fossero stati molto probabilmente separati, nei due bacini si svolsero gli stessi avvenimenti, ma quello aconcagüino-neuquenico sembra essere più antico per avere sedimenti triassici marini di facies profonda, mentre fino ad oggi nel bacino tarapaqueño non si conoscono sedimenti marini triassici, e per quello che si conosce oggi la sedimentazione nel Trias fu nettamente continentale.

E se ora prendiamo in considerazione che il Calloviano di Caleta Santiago e quello di El Morro presenta facies di flysch, si può pensare che con più probabilità si ebbe un sollevamento orogenico.

Il gesso che si osserva in filaretti nel Calloviano del bacino aconcagüino-neuquenico si presenta anche nel bacino tarapaqueño però nei sedimenti del giurassico più alto, titoniani, verso l'W e nel Calloviano molto costiero sulla sponda orientale del bacino.

A cominciare dal Bajociano il Chubut occidentale si presenta come terra emersa, nei laghi della quale vissero abbondanti rettili. Dall'altro lato è possibile che le potenti effusioni andesitiche della Cordillera de la Costa, nel Norte Grande, possano in parte essere bathoniane.

* * *

Il Malm superiore nel bacino tarapaqueño presenta facies sempre più litorale dall'W verso l'E. La facies della formazione El Godo (parte alta e più importante) e Los Tarros son relativamente profonde ma probabilmente senza scendere dallo shelf. Però verso l'E la formazione Agua Santa presenta una notevole percentuale di calcari oolitici costieri e in Pachica l'Oxfordiano con *Arisphinctes harringtoni* (fossile presente anche nella Quebrada Maní secondo un

rapporto inedito del Sr. J. Tavera) si presenta con una alternativa di banchi di arenarie, ogni tanto conglomeratiche, e lutiti nei quali vi sono abbondanti ripple-marks oscillatori, orientati da N-S a N 18° W, indicando così che localmente esisteva una linea di costa, quella orientale del bacino tarapaqueño. Anche all'Oriente di Arica Garcia (e successivamente altri ricercatori) misero in evidenza una serie lutitica oxfordiana di facies più profonda di quella che tiene la coeva di Pachica.

Nella formazione Chacarilla, dove furono trovate enormi impronte attribuite a rettili (Galli, 1957), si trovano gli stessi ripple-marks con lo stesso orientamento.

In alcune parti, come in Negreiro, sopra l'Oxfordiano troviamo banchi di gesso, già attribuito al Gesso Principale (Cecioni e Garcia, 1960), ma che per la sua litologia, troppo pura, potrebbe anche non essere marino; non è coperto da sedimenti marini ed il sottoscritto sospetta che potrebbe avere un'età recente. Occorrono più studi di terreno.

Nel Norte Grande sedimenti marini fossiliferi più alti dell'Oxfordiano non sono stati trovati, o non sono stati dati a conoscere; spesso si ha usato il termine Oxfordiano in maniera antiquata, diversa da quella che usa il presente autore e che comprende le zone *lamberti-bimammatum*. La unica eccezione si trova nella formazione Huantajaya ad oriente di Iquique (Cecioni, 1961).

Più al Sud, nello stesso bacino terapaqueño, l'oxfordiano è rappresentato malamente e a volte si presenta gessosso, e questo gesso come al solito si attribuisce al Gesso Principale, la cui località tipo (se così si può chiamare) è nel bacino aconcagüino-neuquenico. Se la facies è la stessa, può darsi che la età sia alquanto diversa come altrove si è messo in evidenza (Cecioni, 1960).

La facies del Oxfordiano è costiera e la sua estensione fa sospettare che strati di questa età o furono erosi dopo la Orogenesi Nevadiana o non furono depositati, presentandosi allora la regione come un mare sottile limitato all'E al S e all'W da terre, però cosparso di isole. Non si può escludere senz'alto la concomitanza dei due fenomeni.

Nel bacino aconcagüino-neuquenico e specialmente nella sua parte rivolta verso l'attuale Cordillera de los Andes, al Calloviano arenoso succede generalmente un Oxfordiano argilloso coperto a sua volta dal Gesso Principale, in parte attribuibile all'Oxfordiano alto

(Rauraciano) in parte e raramente (Lexique) al Kimmeridgiano medio e inferiore; questo nel Neuquen settentrionale.

Questo Gesso Principale, e sicuramente marino, è coperto generalmente da argille calcari e marne fossilifere, che mentre mostrano una facies litorale regressiva, indicano anche che questi ultimi elementi sedimentari possono essere un passaggio laterale di facies o un equivalente del Gesso Principale kimmeridgiano del Neuquen settentrionale, indicando così in questa ultima area una permanenza ulteriore e continua di una facies francamente marina, riservandosi solo all'ultimo le condizioni alogene.

Nella Cordillera della Costa, al S di Taltal, non si sono riconosciuti fino ad oggi sedimenti marini del Malm. Secondo Muñoz Cristi (1960, p. 7) il fatto di avere « formazioni triassiche e neocomiane relativamente vicine, . . . indicherebbe che questa regione era un area positiva durante il lapso compreso tra il Sopratriassico ed il Neocomiano ». Si può pensare che al N dell'area di La Ligua il Malm possa essersi forse depositato e che al S il Giurassico si sia deposto trasgressivo « sopra una superficie accidentata originata come conseguenza di movimenti tettonici sopratriassici » (Muñoz Cristi, 1960). Lomnitz (1962, p. 360) afferma senza specificare il perchè, che il Cile centrale (fra il 33° e 37° S) è sul fianco occidentale del geosinclinale.

La ricostruzione a fondo di sacco che presenta Groeber (1952, p. 280), per quanto si riferisce alla chiusura australe del geosinclinale aconcagüino-neuquenico, è assai simile a quello che si presenta qui. Effettivamente nella porzione più australe di questo bacino sedimentario, la sedimentazione clastica calloviana passa lateralmente a una deposizione chimica calcarea, la quale indicherebbe, secondo Groeber, una maggiore estensione localmente dei mari oxfordiani. La maggiore estensione dei mari non implica però una loro maggior profondità, perchè insieme ai calcari conchigliari si costituiscono anche le uniche barriere coralline (come a Vaca Muerta) fino ad oggi conosciute in questa parte meridionale delle Ande.

Secondo Groeber, i passaggi di facies degli bioherms indicherebbero probabili movimenti precursori della Orogenesi Nevadiana, però solo localmente, essendo il Calloviano tagliato di sghembo nella sua parte alta. Però questa attività orogenetica ebbe la sua massima espressione dopo la deposizione del Gesso Principale, presente anche qui e che può passare lateralmente a calcari.

In alcune parti la grande abbondanza di organismi porta alla for-

mazioni di dolomia come nel Cerro Puchenque e in Rahue Co. Condizioni eusiniche infraneritiche sono state riconosciute nell'Arroyo La Manga, le quali per la loro facies ricordano molto quelle della parte superiore della formazione Huantajaya all'E di Iquique.

Quasi alla fine dell'Oxfordiano la linea di costa orientale della parte S del bacino aconcagüino-neuquenico ritorna a stabilirsi su per giù sull'antica linea di costa del Bajociano. Al Sud della *Terra di Alcestes* il Giurassico alto marino è praticamente sconosciuto. Il fatto che il Sr. Ricardo Fuenzalida P. abbia trovato in Alto Palena un ammonite oxfordiano in un ciottolo calcareo che faceva parte del conglomerato basale neocomiano, ci permette affermare che qualche braccio di mare, anche se ridotto, doveva pur esistere sopra il massiccio del Deseado.

Sopra il Gesso Principale, sia questo massiccio o in filaretti, nel bacino tarapaqueño non si presentano depositi marini fossiliferi del Kimeridgiano, o fino ad oggi non sono stati pubblicati dati al rispetto. Ciò non ostante all'oriente di Iquique esiste una serie marina monoclinale, continua che presenta ammoniti a diversi livelli, cominciando dal Calloviano e terminando nel Titonico inferiore. A questa serie in prevalenza lutitica e gessosa fu dato il nome di formazione Huantajaya (Cecioni, 1961), la quale quindi rappresenta uno degli ultimi sedimenti marini, indicando una persistenza del mare in questa area, mare molto sottile e con una certa quantità di sapropel, perchè le lutiti trattate con tetracloruro lasciano andare idrocarburi fluorescenti; questi, dovuti al clima desertico secco, danno una colorazione cenerognola sulle superfici esterne delle lutiti che dentro però rimangono nere.

Mentre all'oriente (formazione Chacarilla) e al Sud (Cerro Morado) si depositano sedimenti lacustri di grande spessore, nell'area di Iquique il sollevamento ancora non si effettua in forma definitiva. In questo bacino quindi appare chiaro che il sollevamento riferito alla Orogenesi Nevadiana, cominciò dal Sud e si propagò verso il Nord, dove deve aver avuto la sua massima espressione nel Titonico alto.

In questo bacino dal Triassico a tutto il Titonico inferiore seguono anche se in forma decrescente le eruzioni vulcaniche sottomarine di tipo andesitico. È possibile anche una colata più basica (diabase) all'oriente del Godo. La presenza di questi rappresentanti effusivi di magmi granodioritici e dioritici in un geosinclinale ci induce a pensare che questo è circumcontinentale al di fuori del continente, cioè non impiantato su questo ma sul manto basaltico e che quindi la *Terra*

di Psiloceras era piuttosto un arco di isole con grande attività vulcanica, essendo però questa ridotta assai tra i paralleli 19° e 21°, dove predominano sedimenti marini. Così il geosinclinale tarapaqueño si trova impiantato proprio tra il massiccio delle Sierras Pampeanas ed il massiccio patagonico, sulla cui giuntura si trovano graniti (Cile) e dioriti (Argentina) del Paleozoico, specialmente dal 26° al 32° paral. Sud, alla stessa altezza dove il bordo occidentale del massiccio delle Sierras Pampeanas, costituisce una delle aree più stabili.

Constatiamo ora una differenza sostanziale tra il magmatismo del geosinclinale tarapaqueño, essenzialmente proveniente da magmi dioritici (e che segue fino al Quaternario per lo meno, con le daciti della formazione Alto di Pica) e quello del geosinclinale aconcagüino-neuquenico essenzialmente proveniente da magmi di tipo granitico con le sue immense colate di cheratofiri.

Se fosse corretta la ipotesi di Fenner (1960, p. 61), che a parità di durata nel processo della differenziazione magmatica, vulcani di grande altezza emetterebbero rioliti e quelli bassi andesiti, si potrebbe supporre che la *Terra di Psiloceras* doveva essere morfologicamente più bassa (e quindi più facilmente smembrata in un arco di isole) che non la *Terra di Arcestes*; il cui nucleo è costituito dal massiccio patagonico.

È possibile che la *Terra di Psiloceras* al terminar del Giurassico da arcipelago che forse era si sia trasformata in una vera penisola; effettivamente al N di Taltal, approssimatamente dopo la Orogenesi Nevadiana e dopo la intrusione del batolito corrispondente, si depositarono spessori notevoli di conglomerati, e tutti questi si depositarono da W verso E, e come alcuni di questi sono attualmente erosi dall'Oceano Pacifico (come la formazione Atajaña in Caleta Chica, 50 km al N di Pisagua), vuol dire che al terminar del Giurassico si estendeva una terra di notevoli dimensioni ad W dell'attuale linea di costa. Che abbia avuto una estensione ampia si può affermare considerando che la formazione Atajaña, nella sua località tipo, cioè a 12 km dalla costa attuale, presenta depositi, incluso lacustri, di 1400 m di spessore. E come i ciottoli si presentano abbastanza consumati, dobbiamo ammettere un certo trasporto fluviale.

In altre parti, più verso il SE, sopra il probabile Kimmerdgiano troviamo o depositi vulcanici o depositi marini titonico-neocomiani, qui però trasgressivi. Cioè il mare titonico neocomiano invade le aree che per primo furono interessate da un movimento epeirogenetico nevadiano, e poi invade le aree più al N che effettivamente furono

interessate dalla vera e propria Orogenesi Nevadiana. Si depositò così la formazione marina Blanco-Way sopra la formazione continentale Atajaña-Coloso e concordantemente.

Si ammette che nel Norte Grande fra i depositi giurassici e quelli cretacei, al N del Cerro Morado, compreso, esista una discordanza angolare, quantunque questa non sia visibile nel terreno, inteso nel senso di poter vedere in uno stesso piano le due seguenze sedimentarie sovrapposte, e con angoli diversi, separate così per una antica superficie di erosione. Però il fatto che la seguenza inferiore è interessata da un tettonismo complicato che non si presenta nella superiore, anche se a pochi metri di distanza (la minima registrata dal sottoscritto fu di 4 m, e che la seguenza superiore presenta ciottoli fossiliferi della inferiore, ci permette affermare che esista una discordanza e che è angolare.

Nella area interessata per il solo movimento epeirogenetico, cioè in questo bacino al S di Taltal approssimatamente, si sviluppò nel Titonico-Neocomiano un movimento di segno contrario a quello anteriore, cioè un leggero sprofondamente che permette al mare avanzare e depositare sedimenti di shelf non profondi. È la fine del geosinclinale tarapaqueño e dell'aconcagüino-neuquenico, perchè non risulta nessuna sedimentazione marina di facies profunda, con flysch, in questa parte delle Ande presa in esame. Nella zona subandina, e cioè nella fossa Magallanica, avremo flysch cretaceo, senza vulcaniti, e per questo il presente autore la considera una antefossa o miogeosinclinale.

I dati sopra esposti fanno sospettare che la zona limitrofa tra i due geosinclinali qui menzionati, compresa ora tra i paralleli 28° e 32°, doveva essere una zona assai stabile, la quale coincide grosso modo con quella regione nella quale non si sviluppa bene il Vallo Centrale, dove non esiste attualmente un vulcanismo nè sorgenti termali, come mi facevano osservare i Sr. Proff. Ann de Gryss e Lorenzo Casertano. Con relazione alle osservazioni di quest'ultimo vedi le due note citate in bibliografia (Casertano, 1959 e 1962). In questa stessa area stabile, interessata da movimenti epirogenetici, uno dei quali produsse la discordanza angolare tra il Trias ed il Lias medio (Calcari con Hildoceras della Cordillera de Elqui, secondo Thiele, inedito) e che in questo lavoro è stata attribuita alla Orogenesi di Dunlap, nè il mar del Giurassico medio e superiore, nè il mar cretaceo poterono penetrare essendo questa area paleotopograficamente troppo alta.

Per quanto si riferisce al Vallo Centrale del bacino tarapaqueño,

o Pampa del Tamarugal, si può avanzare una ipotesi di lavoro ammettendo che sin dai tempi della Orogenesi Nevadiana questa stessa parte era un'area depressa, chiamata Pre-Pampa del Tamarugal (Cecioni, 1961) e conseguentemente erosa sin dai tempi pre-Atajaña e post-Nevadiana, e sembra che così quasi sempre restò fino ad oggi cioè fino a quando i depositi recenti non la riempirono, trasformandola in un piano (pampa). Le perforazioni effettuate recentemente per ricerche petrolifere trovarono, sotto i sedimenti giovani di riporto, strati sedimentari durissimi, continentali riferibili forse al Triassico, ciò che fa pensare che la base di questa pampa è una superficie di erosione, le cui parti più elevate, ma interrate dai depositi di riporto, sono costituite da sedimenti antichi, vecchie colline sotterate, mentre se fosse stato un graben, come si è detto e si dice (Mordojovich, 1960) dovremmo trovare sedimenti più giovani nelle parti meno sprofondate o più sollevate.

È in cerca di questi sedimenti giovani, protetti dalla presunta erosione, che si dirigevano le perforazioni petrolifere, ma gli alti strutturali risultarono essere alti paleotopografici.

La pronunziata rottura della gradiente regionale, che gli studi gravimetrici misero in evidenza al piè della Cordillera de los Andes, e che è la stessa, ma con valori minori, che si osserva al piè delle Alpi, potrà essere spiegata sì come una faglia, però mancano prove di una faglia importante al bordo occidentale della Pampa del Tamarugal. Forse siamo in presenza di un gran blocco o insieme di blocchi che ruotarono e ruotano verso l'alto e verso l'W dovuto alla variazione volumetrica effettuata durante la alimentazione dei serbatoi magmatici da W verso E attraverso condotti necessariamente strozzati e inclinati leggermente da E verso W. Simili blocchi sollevati nella sua parte orientale, sarebbero soggetti in questa parte a forte erosione. La ipotesi di Fenner (1960-1961) sembra oggi la più accettabile. Così sarebbe più comprensibile il continuo spostarsi da W verso E dell'asse del geosinclinale mesozoico, ondata che ripete perlomeno quella del Paleozoico inferiore, ma anche lo spostamento nello stesso senso della attività vulcanica dal Lias ad oggi.

Se non fosse così dovremmo avere vulcani nella Pampa, dove non ci sono; anche nelle epoche passate il magma che dette luogo al batolito avrebbe potuto trovare in questa stessa area una maggiore facilità di penetrazione ed invece il batolito sotto la Pampa del Tamarugal, secondo gli ultimi dati delle perforazioni petrolifere, si trova ad una profondità inferiore ai — 1000 m, così che il tetto del bato-

lito, al margine orientale della Cordillera de la Costa, presenta una caduta di oltre 2000 m a pochi chilometri di distanza.

Se si volesse determinare una relazione tra paleogeografia e tettonica, si dovrebbe osservare che tanto nel geosinclinale tarapaqueño che in quello aconcagüino-neuquenico il loro asse era orientato approssimatamente N 15° W con inclinazione al N, in base agli studi sulla facies e sulla provenienza del materiale, o in base alle altre indicazioni meccaniche, che sono state in parte esposte. Nel piano geologico del Cile o in parte nella fig. 4 del lavoro di Lommitz (1962) o nella fig. 3 del lavoro di Cecioni (1961 a) si può osservare che le linee tettoniche principali del Norte Grande cileno sono orientate N 20° E e poche altre N 15° E.

Esiste cioè una angolarità di 30° tra i principali elementi, il paleogeograco ed il successivo strutturale. Questa constatazione, nuova per le Ande, fu messa in evidenza da poco nelle Alpi e, con più dati geometrici, nella Sierra Nevada, solo che in questa ultima i geosinclinali sono diretti al SSW, verso dove hanno la loro massima pendenza; le linee strutturali invece sono dirette NNW - SSE: in altre parole, da questo punto di vista queste due catene, Ande meridionali e Sierra Nevada, sarebbero una la immagine speculare dell'altra.

Un'altra e ultima osservazione riguarda la eccessiva e non giustificata generalizzazione che si fà sui geosinclinali, specialmente quando si dice che le rocce basiche si mettono in posto all'inizio della formazione della fossa profonda subsidente per un lungo periodo, il geosinclinale che precede l'orogeno, e che il flysch chiude la fase finale con i suoi sedimenti sinorogenetici. Ma giustamente De Sitter (1963) fa osservare che proprio le catene più lunghe sono le meno conosciute. Ora, in questa piccola porzione delle Ande, nella quale abbiamo trovato certi dati che permettono formulare la ipotesi di lavoro che esistevano due geosinclinali nel mesozoico, — porzione che rappresenta molto meno di un terzo delle Ande, ma che è tre volte più grande delle Alpi, dei Carpazi e degli Appalacchi — si osserva: 1) che il vulcanismo, acido o neutro che sia, in parte è posteriore ad alcune formazioni con facies di flysch; 2) che questa facies non si presenta al finale del ciclo geotettonico, perchè è coperta sempre da depositi con facies marina e poi continentale, molassici, che sempre indicano movimenti isostatici o eustatici; e questo si può osservare anche nella conca magellanica, che il sottoscritto ha considerato un miogeosinclinale o una antefossa, la quale rappresenta in Cile la ul-

tima espressione delle intime relazioni tra sedimentazione e processi orogenetici.

RIASSUNTO

L'A. dimostra che la geosinclinale mesozoica delle Ande Meridionali deve esser suddivisa almeno in due parti: il bacino (ingolfamento) tarapaqueño e il bacino aconcaguino-neuquenico.

Se ne descrivono la stratigrafia sedimentaria e le rocce vulcaniche e se ne ricostruire la storia geologica.

SUMMARY

The author expones the idea that the andean mesozoic geosynclinal of the southern Andes could be at last divided in two parts: the tarapaqueño and the aconcaguino-neuquenico. In the first one, trias has a continental facies, and, from lias up to callovian, flysch deep sea deposits alternated with thick andesitic pyroclastic layers.

Such layers are also found with a less thickness from oxofordian up to lower titonic intercalated with a regressive molassic facies. The tectogenic activity of this geosynclinal ends at the latest calovian, while, at the late lower titonic, there is the development of the nevadian orogenesis with granite intrusions, followed by a short neocomyan transgression.

In the second geosynclinal, the aconcaguino-neuquenico one, triasic continental deposits changing westward to mixed sediments and then, gradually, to molasses and flysch deep sea facies, are found the tectogenic activity appears to be restricted to trias and lower lias only, as according to the references, the subsequent sediments are molassic. The magmatic activity coeval with the tectogenesis has given rise to thick layers of acidic lavas. It is related with the Dunlap orogenesis, whose effects are found both in the triassic-liassic flysch and in the trias-lias angular discordance. The latter one can be observed in the « Quebrada del Pobre » and in the « Cordillera de Elqui », just as that observed in the western area of the tarapaqueño geosynclinal and in the transient sea trasgression in miraflores dolomitic-limestone layers (Potosì, Bolivia). The tarapaqueño geosynclinal is different from the aconcaguino-neuquenico on not only for its junger age, but also for its dioritic magmatism in respect of the granitic magmatism of the latter one. Therefore, the tarapaqueño geosynclinal must be considered as a circumcontinental one, estabilished on the basaltic mantle, with continental fragments. The aconcaguino-neuquenico geosynclinal must be considered of marginal type, i.e. established on the continental edge. Both were shared by a-bow of islands probably forming a peninsula and then during neocomyan a high and wide land sloping eastward. Actaully, during neocomyan, this continental deposits were formed by rivers flowing eastward.

The land sharing the two described geosynclinal was probably formed by a rigid blok corresponding to the area, where, nowadays.

The central valley is not well developped and where active volcanoes and thermal springs are lacking. The central valley appears not to be a trench, but its origin seems to be due to volcanic activity supported through westward tilted magmatic

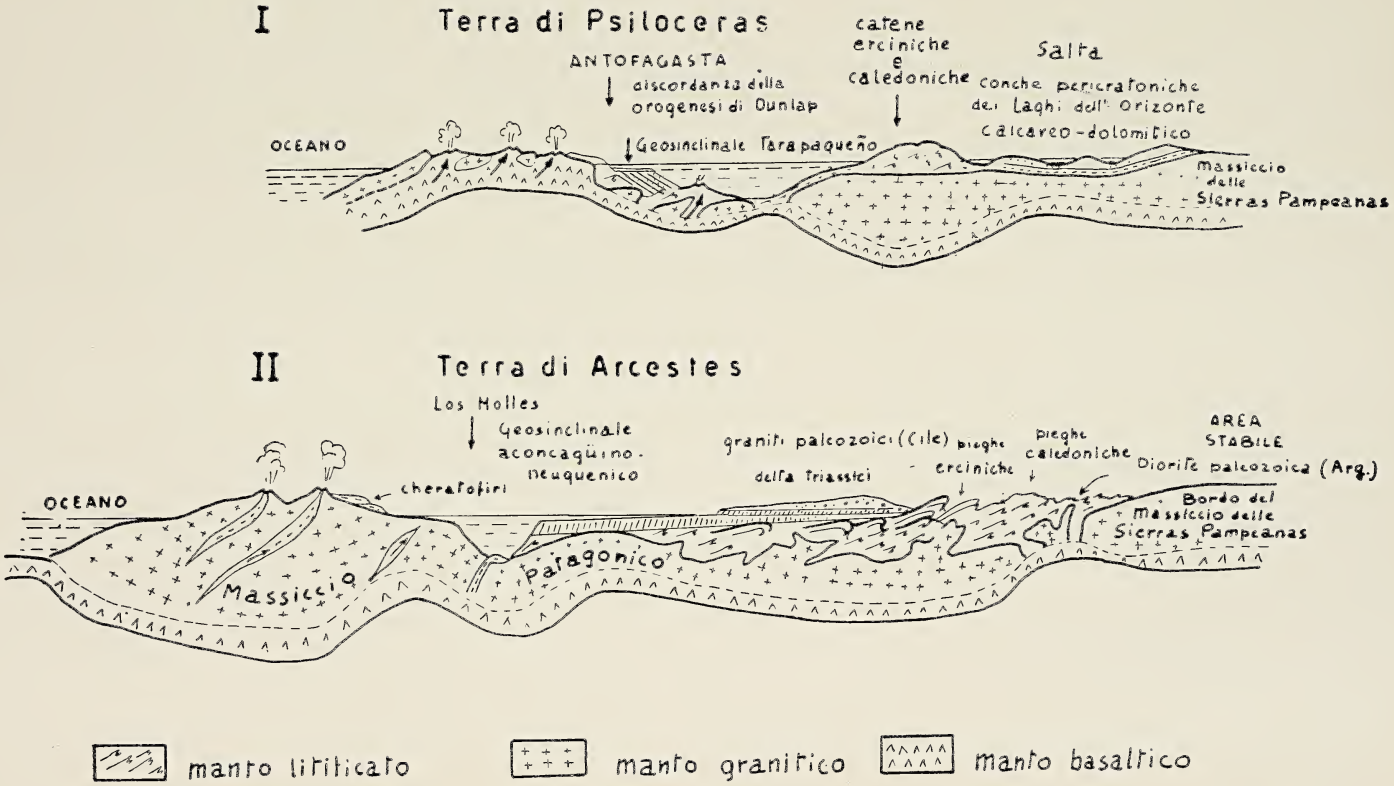


Fig. 1. — Distribuzione delle terre e dei mari durante il Lias in Cile. La ricostruzione al Sud del Chubut è opera di HARRINGTON (1962).

40
42
Esquel
Pampa
agnia
Languinea
Rio Genua
Nueva
Lubeka
CHUBUT

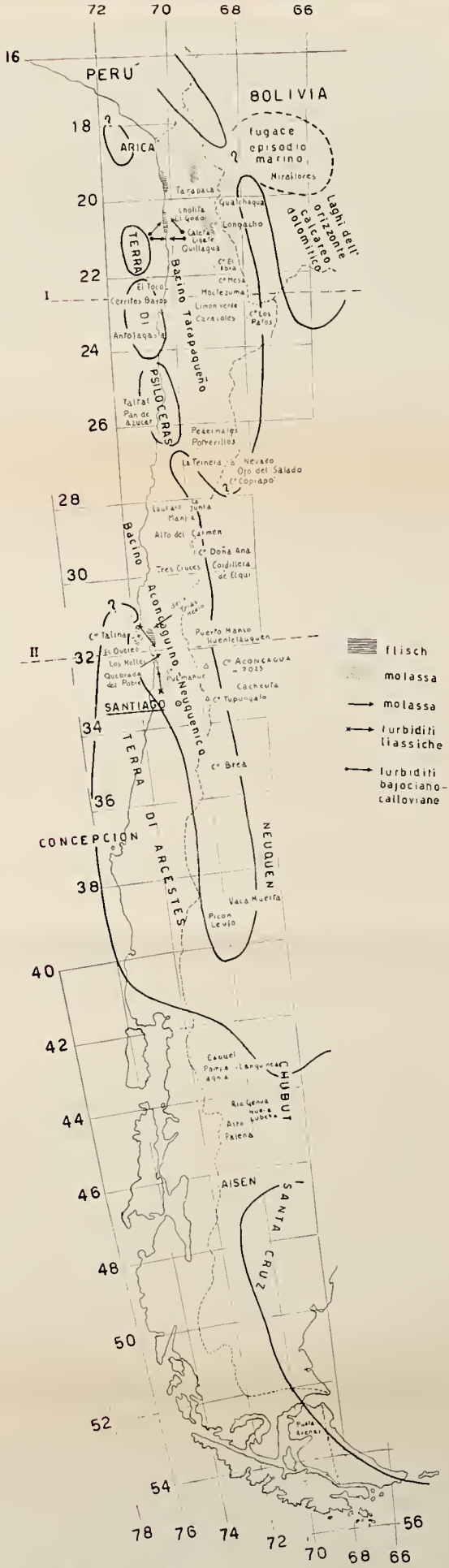


Fig. 2. — In alto il geosinclinale tarapaqueño, circumcontinentale fuori del continente; in basso il geosinclinale aconcagüino-neuquenico di tipo marginale.

chambers; for such a reason the easterne edge of this rigid block has been affected by an always increasing erosive activity ending with the filling during quaternary age.

Besides, it can ben observed in both geosynclines that there is a strong angularity (30°) between the paleogeographic and subsequent structural features; this relationship has been pointed out recently in the Alps and the Sierra Nevada; but its explanation is still a metter of discussion.

BIBLIOGRAFIA

Aliste H., Perez E., Carter W., 1960, *Definicion y edad de la formacion Patagua Prov. de Aconcagua, Chile.* Minerales Rev. Ing. de Minas año XV, n. 71.

Biese W., 1957 a, *Zur Verbreitung des marinen Jura im chileniscen Raum der andinen Geosynclina.* Geol. Rundschau Bd. 45, heft. 3.

— 1957 b. *Der Jura von Cerritos Bayos, Calama.* Geol. Jahrb. Bd. 72.

Casertano L., 1959, *Sui vulcani attivi chileni.* Ann. Osserv. Ves., Serie VI, Vol. 3, pp. 155-174.

— 1962, *Der Vulkanismus in Chile.* Peterm. Geogr. Mitt., 2° Quat., pp. 106-110.

Cecioni G., 1949, *Osservazioni sull'anticlinale di Zapla, prov. di Jujuy (Argentina).* Boll. Soc. Geol. Ital., vol. LXVIII.

— 1951, *Informe preliminar sobre el levantamiento de la zona sur del anticlinal de Zapla y parte de St. Barbara (Prov. de Jujuy).* Inst. de Geol. y Mineria, Univ. Nac. de Tucuman.

— 1953, *Contribucion al conocimiento de los Nautiloideos eopaleozoicos argentinos. Parte I.* Bol. Mus. Nac. Hist. Nat. T. XXVI, n. 2.

— 1954, *Riconoscimento dei cunei composti nel bordo esterno andino alla altezza del 24 parallelo sud.* Att. Soc. Ital. Sc. Nat., vol. XC, f. III, IV.

— 1955, *Prime notizie sopra l'esistenza del Pleozoico Superiore nell'Arcipelago Patagonico fra i paralleli 50° e 52° Sud.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., vol. LXII, Serie A.

— 1960, *La zona con* Psiloceras planorbis *en Chile.* Comunicaciones Escuela de Geologia año I, n. 1, Universidad de Chile.

— 1961, *El Titonico inferior marino en la Prov. de Tarapacà y consideraciones sobre el arqueamiento central de los Andes.* Idem. año 1, n. 3.

— 1961 a, *Tatio y Larderello: comparacion geologica y programa de estudio.* Bol. Univ. de Chile, n. 25.

— 1962 a. *Recientes novedades y progresos de la estratigrafia chilena.* Idem. 32.

— 1962 b, *La formacion Arrayan devonica en la prov. de Coquimbo.* Idem 34.

— 1963, *Hallazgo de Liasico marino en la Cordillera de la Costa tarapaqueña.* Idem n. 37.

Cecioni G. and Garcia A., 1960, *Stratigraphy of Coastal Range in Tarapacà Province, Chile.* Bull. Am. Ass. Petrol Geol., vol. 44, n. 10.

De Benedetti J. J. P., 1948, *Notas preliminares sobre el Devonico de la parte oriental de la Sierra de Zapla y del Cerro Calilegua.* Publ. n. 457. Univ. Nac. de Tucuman. Inst. Geol. y Mineria.

De Sitter L. V., 1963, *Relacion entre Geologia y Geofisica.* Bol. Univ. de Chile, n. 41.

Fenner R. R., 1960-61, *Geostatica; vulcanismos y terremotos.* Minerales. Rev. Ing. de Minas, años XV-XVI, n. 71-72. Santiago del Chile.

FERUGLIO E., 1949-50, *Descripcion Geologica de la Patagonia.* Y. P. F. Comi. B. Aires.

GALLI C., 1957, *Las formaciones geologicas en el borde occidental de la Puna de Atacama, Sector de Pica, Tarapacà.* Minerales. Rev. Ing. de Minas año XLI, n. 56, Santiago de Chile.

GARCIA F., PEREZ E., CEBALLOS S., 1962, *El Ordovicico de Aguada de la Perdiz, Puna de Atacama.* Idem, año XVII, n. 77.

GONZALES F. O., 1963, *Peril geologico del Valle del Rio Volcan.* Publ. n. 3 Soc. Geol. de Chile (in corso di stampa).

GROEBER P. F. C. et al., 1952, *Mesozoico. Geogr. de la Rep. Argentina.* Coni, B. Aires.

HAAS O., 1950, *Late triassic Gastropods fauna from Central Perù (Abstract).* Geol. Soc. of Am. Annual meeting program, p. 38.

HARRINGTON H. J., 1961, *Geology of parts of Antofagasta and Atacama Provinces, Nortern Chile.* Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., vol. 45, n. 2.

— 1962, *Paleogeographic Development of South America.* Idem, vol. 46, n. 10.

KLOHN G. C., 1960,, *Geologia de la Cordillera de los Andes de Chile Central.* Bol. n. 8 Inst. Invest. Geol., Santiago de Chile.

Lexique Stratigraphique International. Chile, 1957. Vol. V. n. 7 HOFFSTETTER R., FUENZALIDA H., CECIONI G.

LOMNITZ C., 1962, *On Andean Structure.* Journ. of Geophys. Researches, vol. 67, n. 1.

LOSS R., 1949, *Sur la présence de schistes graptolifères dans l'Ordovicien inferiéur de la frontière Angentine-Bolivie.* C.R. Soc. Geol. de France, n. 8, seance 25 avril.

MORDOJOVICH K. C., 1960, *Exploracion petrolifera en la zona norte per la Empresa Nacional del Petroleo.* Minerales, Rev. Ing. de Minas, año XV, n. 71.

MUÑOZ CRISTI J., 1960, *Contribucion al conocimiento geologico de la Cordillera de la Costa de la zona central.* Idem, n. 69.

PEREZ D'A. E. Y LEVI DE V. B., 1961, *Relacion estratigrafica entre la formacion Moctezuma y el granito subyaciente, Calama, Prov. de Antofagasta Chile.* Idem, vol. XVI, n. 74.

RUIZ C. et al., 1961, *Ages of Batholithic Intrusions of Northern and Central Chile.* Bull. Geol. Soc. Am, vol. 72, pp. 1551-1560.

SEGERSTROM K., 1959, *Cuadrangulo Los Loros, prov. de Atacama.* Carta Geol. de Chile, vol. 1, n. 1, Inst. Invest. Geol.

THIELE R., 1963, *Reconocimiento geologico de la Alta Cordillera de Elqui.* Tesi di laurea. Ottobre 1963 (inedita).

THOMAS H., 1958. *Geologia de la Cordillera de la Costa entre el Valle de la Ligua y la Cuesta de Barriga.* Bol. Inst. Invest. Geol. n. 2 Stgo de Chile.

WEEKS L. G., 1948, *Paleogeography of South America.* Bull. Geol. Soc. of Am. vol. 59.

Marnoscisti ad *Halobia* in Lucania (*)

Nota del socio PAOLO SCANDONE

(Tornata del 29 novembre 1963)

Allo stato attuale delle conoscenze geologiche si distinguono in Lucania due serie mesozoiche:

a) la prima, carbonatica, a luoghi continua, a luoghi interrotta da lacune, comprende termini dal Trias superiore al Cretaceo superiore ed è essenzialmente dolomitica nella parte bassa, calcarea in quella alta.

b) la seconda, calcareo-silico-marnosa, comprende tutti i termini dal Carnico al Cretaceo inferiore (1).

Prescindendo dalla descrizione dei rapporti intercorrenti tra queste due serie, la qual cosa già oggetto di altro lavoro [13], esula dai fini di questa nota che ha tutti i caratteri di una semplice segnalazione, esaminiamo brevemente la serie calcareo-silico-marnosa, ben nota in letteratura come serie « dei calcari con liste e noduli di selce » e degli « scisti silicei ». In essa venivano finora distinti quattro complessi:

1) calcari con selce;
2) calcari di scogliera;
3) scisti silicei;
4) flysch galestrino.

I calcari di scogliera erano interpretati dal De Lorenzo [1-7] come episodi locali eteropici degli scisti silicei. Questo Autore riporta nei suoi lavori numerosi esempi come prova dei legami stratigrafici intercorrenti tra scogliere e scisti.

(*) Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R.

(1) Con molta probabilità la serie calcareo-silico-marnosa è il risultato di una sedimentazione continua non soltanto sino al Cretaceo inferiore o medio (flysch galestrino) bensì sino a tutto il Paleogene. La ricostruzione della sua porzione superiore, però, risulta ancora estremamente difficile.

Alcuni Autori, però, notarono che questi presunti passaggi stratigrafici si risolvevano in realtà in rapporti tettonici. In particolare:

Mojsisovics [9], senza conoscere le situazioni di campagna riteneva di natura tettonica gli « intimi legami » voluti dal De Lorenzo, perchè riconosceva nei calcari una fauna ladinica (2) incompatibile con l'età carnica che veniva attribuita allora a tutto il complesso degli scisti silicei.

Lucini [8] riconosceva sul terreno effettivi rapporti tettonici ed ipotizzava che i calcari di scogliera potessero rappresentare un livello più basso dei calcari con selce, ciò in accordo con Mojsisovics e Quitzov [11]. Senonchè, nel corso di numerose escursioni in Lucania ho potuto accertare che quegli « scisti silicei » che *si trovano sempre o quasi sempre associati ai calcari di scogliera* anche se, almeno apparentemente, non sono ad essi legati da rapporti stratigrafici, costituiscono in realtà un complesso differente *dalla formazione dei veri e propri scisti silicei* e per giacitura e per caratteri sedimentologici.

A questo complesso, sinora mai distinto, dò provvisoriamente il nome di « marnoscisti ad *Halobia* » (3).

La sua area di affioramento è molto vasta: in affioramenti discontinui esso si estende dalla valle di Rivello fin presso Tito ed Abriola.

Gli affioramenti più rappresentativi sono nel Lagonegrese (Roccazzo, alta valle del Chiotto, Tempa la Secchia, Rocca Rossa, Murge del Principe, ecc.) e nella regione compresa tra Marsiconuovo e Tito (M. Facito, M. dell'Arena, Tempa del Lupo, la Cerchiara e Schiena Rasa ecc.).

Si tratta di un complesso essenzialmente marnoso o marnoso-selcifero che presenta una forte variabilità tanto in senso verticale quanto in senso orizzontale. Questa variabilità non consente di definirlo univocamente con una « serie tipo »; bisognerebbe piuttosto

---

(2) Si tratta di Ammoniti il cui stato di conservazione è però, dallo stesso De Lorenzo che le raccolse, giudicato tale da non consentire sicure determinazioni specifiche.

(3) Nel vallone della Cerreta presso Campagna, Nicosia e Tilia [10] segnalano un affioramento di marne color nocciola con Halobie senza però precisarne i rapporti di giacitura con le altre formazioni mesozoiche.

In una escursione nella zona con il Prof. Scarsella ed in numerose altre con il dott. Sgrosso mi sono potuto rendere conto che presso Campagna gli affioramenti di queste marne sono in realtà parecchio estesi ed esse corrispondono perfettamente, per fauna e per caratteri litologici, ai marnoscisti ad *Halobia* della Lucania.

Halobiae e *Posidonomyae* in marne argillose rosse. (Circa il doppio delle dimensioni reali).

descriverne le varie successioni che appaiono nelle diverse località di affioramento. Ciò sarà oggetto di altro lavoro.

In generale prevalgono, o almeno costituiscono i livelli più caratteristici di questa formazione, in tutta la Lucania, siltiti e marne rosse, giallastre e verdognole. Quando queste marne sono selcifere si ha una spiccata somiglianza con gli scisti silicei tanto più che possono essere presenti veri e propri diaspri; quando sono argillose (e sono queste, in genere, le più riccamente fossilifere), altrettanto spiccata è la somiglianza con le argille varicolori. Tutto questo ha fatto sì che venissero a volte confuse con gli scisti silicei, a volte col flysch e con le argille scagliose.

Anche chi scrive le aveva confuse, in un primo tempo, nel Lagonegrese, con gli scisti silicei [14].

Frequentemente si incontrano calcareniti e siltiti con fogliettatura obliqua (cross lamination), increspature di fondo (ripple marks), e, in generale numerose impronte fisiche. In misura minore sono inoltre presenti brecciole e conglomerati. Gli elementi di questi ultimi sono costituiti quasi esclusivamente da frammenti di calcari di scogliera, e si ritrovano in vicinanza delle scogliere stesse. Si tratta il più delle volte di brecce di scogliere che, partendo da queste, si incuneano nelle marne.

I contatti tra marnoscisti, calcari con selce e calcari di scogliera sono quasi dappertutto confusi e tettonizzati. In alcune località è stato però possibile riconoscere sicuri legami stratigrafici tra queste formazioni.

Nel Lagonegrese, nel versante meridionale di Tempa la Secchia (210 - I SO - Rocca Rossa) circa 400 m. ad ovest della sorgente con abbeveratoio ubicata a q. 1140, i calcari di scogliera sono sormontati regolarmente dai marnoscisti.

Al passaggio si trova un conglomerato costituito da ciottoli di marnoscisti e di calcari cementati da una matrice silico-marnosa rossa e verdognola.

Analoghe condizioni di giacitura si osservano alle pendici sud-orientali delle Murge del Principe.

Molto più a nord, presso Sasso di Castalda, tra Piano d'Aria e la Cerchiara (199 - IV SE - Tito) si osservano intercalazioni di marnoscisti nei calcari di scogliera con passaggi stratigrafici dagli uni agli altri. Qui le marne sono straordinariamente ricche di *Halobia* e *Posidonomya*.

Altri passaggi stratigrafici in senso laterale oltre che verticale si

osservano bene presso Marsiconuovo, nel versante occidentale della Tempa del Lupo. È da osservare che mentre è relativamente facile trovare dei passaggi stratigrafici dai marnoscisti ai calcari di scogliera, o viceversa, in senso verticale, ben più difficilmente sono conservati i passaggi in senso laterale. Ciò è dovuto essenzialmente alla differente reazione opposta dai due complessi alle sollecitazioni tettoniche, essendo i marnoscisti molto plastici, le scogliere estremamente rigide. Tuttavia, in seguito a ricerche svolte su un'area abbastanza vasta, in Lucania, ritengo che quasi sempre si tratti, tra scogliere e marnoscisti, di contatti originariamente stratigrafici anche se successivamente tettonizzati.

Al passaggio tra una formazione e l'altra si rinviene frequentemente il conglomerato di cui si è fatto cenno in precedenza a proposito di Tempa la Secchia. Questo conglomerato è presente spesso nel corpo stesso delle scogliere, soprattutto nella loro parte periferica, e lo si trova poi, ben distinto in banchi, a costituire intercalazioni nei marnoscisti. Ho raccolto Halobie nelle marne, nel conglomerato e nei calcari di scogliera.

Da quanto detto risulta, senza ombra di dubbio, che tra marnoscisti ad *Halobia* e scogliere esistono passaggi stratigrafici in senso laterale e verticale.

Rimangono ora da chiarire i rapporti tra marnoscisti e calcari con selce. A questo riguardo sono molto significative alcune situazioni nei dintorni di Marsiconuovo. Sul versante settentrionale di Manca di Vespe si osservano i marnoscisti, fossiliferi, passare superiormente con gradualità ai calcari con selce. Analoga successione stratigrafica è visibile sul versante sud-occidentale delle Coste i Monti, presso la sorgente Cuio. La situazione, comunque, più chiara e con migliore esposizione è rilevabile nella zona nord-occidentale della tavoletta Marsiconuovo, nel vallone tra S. Michele e il Savuco. Ai marnoscisti ad *Halobia* succedono qui, con la massima regolarità, calcari con liste e noduli di selce con livelli marnosi nella parte bassa. Ad una cinquantina di metri sopra la zona di passaggio si rinviene il livello ad *Halobia* del tipo descritto da Ricchetti [12] tra Pignola ed Abriola. I calcari con selce diventano quindi dolomitici con intercalazioni calcaree. In questo tipo di calcari dolomitici la distanza tra gli ultimi marnoscisti ed i primi scisti silicei, cioè lo spessore reale del complesso calcareo-dolomitico, è di circa duecento metri, al massimo duecentocinquanta. Senonchè al M. Lama segnato nel Foglio 199 come « Limite Onciello » affiora una serie nei calcari con selce di

circa trecentocinquanta metri senza che compaiono i marnoscisti ad *Halobia*. Non sappiamo se essi siano presenti al disotto dei calcari. In questa località ho trovato un nuovo livello ad *Halobia*, finora non segnalato, nella parte più bassa affiorante della formazione.

Le Halobie sono in corso di studio.

Le situazioni di Manca delle Vespe, Coste i Monti e Savuco dimostrano che i marnoscisti sottostanno regolarmente ai calcari con selce dolomitici. Al tempo stesso la situazione di M. Lama può essere interpretata in due modi:

a) la serie calcareo-dolomitica (250 m.) è equivalente, come intervallo cronologico, alla serie interamente calcarea (350 m.); cioè varia soltanto la potenza dei due complessi.

b) la serie interamente calcarea risulta eteropica del complesso calcareo-dolomitico + parte del complesso dei marnoscisti. Questa questione non è ancora risolta.

Concludendo si può affermare che i marnoscisti ad *Halobia* in Lucania occupano una posizione stratigrafica abbastanza ben definita: essi sono, cioè, la base dei calcari con selce dolomitici, ed al tempo stesso potrebbero rappresentare, almeno parzialmente, una variazione laterale di facies dei calcari con selce non dolomitici. Poichè, infine, le scogliere ne rappresentano locali episodi eteropici resta definito anche l'ambiente di sedimentazione, di profondità assai modesta.

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, novembre 1963.

RIASSUNTO

Viene distinto in Lucania, per la prima volta, un complesso triassico marnoso-siltitico cui viene dato il nome di « Marnoscisti ad *Halobia* ». Esso occupa, nella serie calcareo-silico-marnosa una posizione stratigrafica abbastanza ben definita: costituisce, cioè, la base dei calcari con selce dolomitici e al tempo stesso potrebbe rappresentare, almeno parzialmente, una variazione laterale di facies dei calcari con selce non dolomitici.

Le scogliere triassiche del Lagonegrese e, in generale, della Lucania, rappresentano locali episodi eteropici di questo complesso.

SUMMARY

For the first time in Lucania has been noted a triassic marly siltitic complex named « Marnoscisti ad *Halobia* » placed in a definite stratigraphic position in the serie of the « scisti silicei ». It is the base of the dolomitic limestones with nodules

of chert. Also it could atleast represente partially a facies variation of the non dolomitic limestones with nodules of chert.

The triassic reefs of the Lagonegro sorroundings represent eteropic formations of this new complex.

BIBLIOGRAFIA

[1] De Lorenzo G., *Osservazioni geologiche nei dintorni di Lagonegro in Basilicata.* Rend. Acc. Lincei, Cl. Sc. fis., s. 5ª, **1**, f. 9, pp. 316-317. Roma, 1892.

[2] De Lorenzo G., *Sul Trias dei dintorni di Lagonegro in Basilicata (piano Carnico e piano Juvavico di Mojsisovics).* Atti Acc. Sc. fis. e mat., s. 2ª, **5**, n. 8, pp. 1-48, figg. 26. Napoli, 1893.

[3] De Lorenzo G., *Le montagne mesozoiche di Lagonegro.* Atti Acc. Sc. fis. e mat., s. 2ª, **6**, n. 15, pp. 1-124, tavv. 2, figg. 84. Napoli, 1894.

[4] De Lorenzo G., *Bemerkungen über die Trias des südlichen Italiens und Siciliens.* Verhandl. geol. Reichsanst., n. 17-18, pp. 483-484. Wien, 1895.

[5] De Lorenzo G., *Noch ein Wort über die Trias des südlichen Italiens und Siciliens.* Verhandl. geol. Reichsanst., n. 9, pp. 275-277. Wien, 1896.

[6] De Lorenzo G., *Fossili del Trias medio di Lagonegro.* Paleont. it., **2**, pp. 113-148, tavv. 6. Pavia, 1896.

[7] De Lorenzo G. e Böse E., *Geologische Beobachtungen in der südlichen Basilicata und dem nordwestlichen Calabrien.* Jahrb. geol. Reichsanst., **46**, heft 2, pp. 235-268, figg. 8. Wien, 1896.

[8] Lucini P., *Alcune osservazioni sui rapporti tra la formazione del « flysch » e quella degli scisti silicei sul territorio di Lagonegro in Basilicata.* Boll. Soc. geol. it., **75**, fasc. 1, pp. 16-23, figg. 4. Roma, 1956.

[9] Mojsisovics E., *Zur Alterbestimmung der sicilischen und suditalienischen Halobienkalke.* Verhandl. d. K. K. geol. R. A., n. 6, pp. 197-201. Wien, 1896.

[10] Nicosia M. L. e Tilia A., *Nota preliminare su un affioramento a fauna triassica rinvenuto nel vallone della Cerreta nel territorio del Comune di Campagna (Prov. di Salerno).* Boll. Serv. Geol. d'Italia, **82**, pp. 13-14. Roma, 1962.

[11] Quitzow H. W., *Der Deckenbau des Kalabrischen Massiv und seiner Randgebiete.* Abh. a. Ges. d. Wiss. zu Gottingen, Math.-Phys. Kl. III, Folge, Heft 13, seit 63-179, tavv. 3. Gottingen, 1935.

[12] Ricchetti G., *Geologia del nucleo mesozoico di Pignola e Abriola (Potenza).* Boll. Soc. Geol. Ital., **80**, fasc. 3, pp. 247-268, tavv. 2, figg. 10. Roma, 1961.

[13] Scandone P., *Nuove vedute sulla geologia dei dintorni di Lagonegro.* Rend. Acc. Sc. fis. e mat., s. 4ª, **28**, pp. 436-444, tavv. 2, fig. 1. Napoli, 1961.

[14] Scandone P., *Stratigrafia degli scisti silicei della Lucania. Nota preliminare.* Mem. Soc. Geol. it., **4**, 1962 (in corso di stampa).

Rapporti tra depressione molisano-sannitica e Appennino calcareo (*)

Nota del socio TULLIO PESCATORE

(Tornata del 27 dicembre 1963)

Premessa

Vengono esposti, preliminarmente, i risultati di un lavoro sulla stratigrafia della depressione *molisano-sannitica* (Manfredini 1963) e sui suoi rapporti con l'Appennino calcareo.

La *piattaforma centrale con bauxiti* (D'Argenio 1963) ha un andamento quasi meridiano a nord (M.ti D'Ocre, Sirente, Monte Marcolano, Monte Cesima), e pressocchè secondo i paralleli a sud (Matese, Monte Maggiore, Camposauro).

Ai margini orientali e nord orientali di questa piattaforma si estende la *depressione molisano-sannitica* che è oggetto di questo lavoro; esso riguarda principalmente le formazioni del Sannio e del Molise, e subordinatamente quelle del gruppo della Meta e della zona S. Fele, Pescopagano.

Le successioni stratigrafiche studiate costituiscono le facies marginali della *piattaforma centrale con bauxiti* e sono in parte eteropiche delle biostrome a Rudiste. Esse rappresentano le facies caratteristiche di un bordo interno di una depressione tettonica, come aveva affermato Manfredini (1963). D'altro canto conosciamo solo queste facies marginali della *depressione molisano-sannitica*, mentre si ignorano quelle delle zone centrali.

Diverse interpretazioni sono state proposte da vari Autori sull'età della depressione, e sui rapporti tra depressione e Appennino calcareo.

— Autoctonia delle formazioni affioranti nella *depressione molisano-sannitica*, con passaggi laterali alla serie carbonatica; la de-

---

(*) Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R.

pressione si sarebbe individuata nel Cretacico (Scarsella 1957, Manfredini 1963, Signorini 1961, Signorini e Devoto 1962, Pescatore 1961, 1962, 1963);

— Autoctonia delle varie formazioni, la loro genesi sarebbe dovuta a fenomeni di risedimentazione, la loro età sarebbe del Miocene superiore (Beneo 1956, Iacobacci e Martelli 1957);

— Alloctonia delle formazioni della depressione (« *coltre sannitica* »); la messa in posto sarebbe del Tortoniano superiore (Selli 1963).

Questo studio porta a convalidare, in complesso, le ipotesi su questo problema dell'Appennino meridionale formulate da Scarsella (1957); autoctonia complessiva delle formazioni della depressione e rapporti originariamente stratigrafici tra queste formazioni e quelle dell'Appennino calcareo.

A risultati sostanzialmente simili è giunto anche Manfredini (1963); secondo questo Autore la depressione si sarebbe individuata nel Cretacico medio.

Sannio

Nel Sannio, alle propaggini orientali del Matese, è stata ricostruita una serie costituita dalle seguenti formazioni:

Formazione di Monte Coppe (1): alternanza di selce varicolore (rossa, gialla, nera), calcareniti, e calcilutiti tipo « scaglia bianca », con *Orbitolina* sp., *Globotruncana renzi* Thalman, *Globotruncana lapparenti* cfr. *coronata* Bolli. Cenomaniano-Turoniano inferiore.

Formazione di Coste Chiavarine (2): calcareniti a cemento spatico, con liste e noduli di selce ed intercalazioni di livelli selciosi alla base. I fossili rinvenuti sono: *Globotruncana lapparenti tricarinata* Quereau, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri). *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp. Turoniano-Senoniano fino al Campaniano.

Formazione di Monte Calvello (3): calcari pseudosaccaroidi bianchi, con cemento cristallino spatico, brecciole calcaree e calciruditi (membro calcareo); calciruditi, brecciole calcaree, marne rosse tipo « scaglia » (membro calcareo-marnoso). I fossili rinvenuti sono: *Orbitoides media*, (D'Archiach), *Siderolites calcitrapoides*, Lamark,

---

(1) Da Monte Coppe, rilievo 3 Km. ad E di Cerreto (Benevento).

(2) Da Coste Chiavarine, località 3 Km. a N di S. Lupo (Benevento).

(3) Da Monte Calvello, rilievo 4 Km. a ONO di Pontelandolfo (Benevento).

Pseudosiderolites vidali Douvillé, *Sulcoperculina* sp., *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli, *Globotruncana lapparenti tricarinata* Quereau; e, nella parte alta, *Globorotalia* sp., *Miscellanea* cfr. *miscella* (D'Archiach), Maestrichtiano-Paleocene.

Formazione di Monaci (4): calcareniti, calcilutiti con Nummuliti e Alveoline (membro calcareo); calcareniti con Nummuliti e Alveoline e marne rosse tipo « scaglia » (membro calcareo-marnoso). Eocene.

Formazione di Morcone (5): calcareniti, marne e marne argillose con *Lepidocyclina* sp. Oligocene.

Formazione di Monte Moschiaturo (6): « marne calcaree a struttura lamellare di colore verdastro, passanti gradualmente verso l'alto a marne calcaree di colore avana scuro » (Manfredini 1963). Aquitaniano-Langhiano.

Formazione di S. Giorgio (Selli 1963): arenarie quarzoso-micacee a cemento marnoso, tipo *molassa*. Alla base è presente un conglomerato ad elementi calcarei, poligenico, con Pettinidi e Ostreidi (*formazione di Cusano* — Selli 1957). Miocene medio superiore.

A luoghi (Monte Moschiaturo, Manfredini 1963, Zanfrà 1963), questa serie sembra continua dal Cenomaniano al Miocene inferiore; a luoghi la continuità di sedimentazione arriva solo all'Eocene, mentre l'Oligocene è trasgressivo sui calcari con Nummuliti.

I « calcari selciferi e ittiolitiferi di Pietraroia » (Catenacci e Manfredini 1963, D'Argenio 1963), potrebbero rappresentare la facies di transizione tra la serie descritta e la serie carbonatica (Catenacci e Manfredini 1963).

Zone di transizione potrebbero essere considerate il Pesco Rosito, dove al di sopra del livello bauxitico sono presenti dei calcari pseudosaccaroidi bianchi simili a quelli della depressione; e la zona di Guardiaregia, dove Lipparini (1956) segnala delle marne tipo « scaglia » del Maestrichtiano-Paleocene poggianti sui calcari a Rudiste.

Più ad est, nei monti del Sannio, questa serie, o livelli di questa serie, si trovano sovrapposti tettonicamente alla *formazione di S. Giorgio*, con l'interposizione di lembi di *Argille varicolori* o *terreni caotici* (Selli 1963).

---

(4) Da Monaci, abitato 2 Km. a N di Pontelandolfo (Benevento).

(5) Da Morcone, abitato 25 Km. a N di Benevento.

(6) Da Monte Moschiaturo, rilievo 2 Km. a NE di Pietraroia (Benevento).

Molise (Matese settentrionale)

Nel Matese settentrionale esistono zone di graduale transizione dalla *piattaforma centrale con bauxiti* alla depressione.

Nella zona di Gallo, Fontegreca, Venafro è stata rinvenuta una serie costituita dalle seguenti formazioni:

Formazione di Fontegreca (7): Dolomie e calcari dolomitici con *Megalodon* sp. e *Worthenia* sp. del Trias superiore-Infralias. Questa dolomia costituisce la parte basale affiorante della serie mesozoica carbonatica di quasi tutto l'Appennino.

Formazione di Monte Calvello: (membro calcareo) calcari pseudosaccaroidi bianchi del Maestrichtiano.

Formazione della Montagnola (Selli 1957): calcari con Nummuliti ed Alveoline rimaneggiate, con *Lepidocyclina* sp.; da attribuire, probabilmente al Miocene inferiore.

Spostandosi da questa zona (Gallo, Fontegreca) verso la *piattaforma centrale con bauxiti*, abbiamo i calcari pseudosaccaroidi bianchi trasgressivi su termini della serie carbonatica mesozoica via via più recenti: sul Giura (Ciorlano, Letino), e sul Cretacico inferiore (Monte Miletto) (Ietto 1963, Sgrosso 1963, Vallario 1963).

Spostandosi verso nord, verso la depressione (Monte Patalecchia), invece, la serie risulta costituita da:

Formazione di Fontegreca: dolomie del Trias-Infralias.

Formazione di Indiprete (8): brecce poligeniche a cemento calcareo spatico, i cui elementi sono costituiti dai calcari della serie carbonatica trasgressive sulle dolomie.

Questa formazione presenta intercalazioni di livelli selciosi nella parte alta dove fa passaggio alla *formazione di Monte Coppe* (Cenomaniano-Turoniano inferiore).

Alla *formazione di Indiprete* seguono, quindi, le formazioni cretaciche isopiche di quelle rinvenute nel Sannio.

Per quanto riguarda il Terziario esistono problemi ancora aperti.

Nella zona di Monte Croce, le Nummuliti e le Alveoline si ritrovano associate alle Lepidocicline e sono da considerare rimaneggiate, per cui questi calcari a Nummuliti e Alveoline sono da attribuire al Miocene.

Nella zona di S. Agapito e di Longano, fossili sicuramente mioce-

---

(7) Da Fontegreca, abitato 12 Km. ad E di Venafro (Campobasso).

(8) Da Indiprete, abitato 11 Km. ad E d'Isernia (Campobasso).

nici (Lepidocicline e Miogipsine) si ritrovano solo nella parte sommitale dei calcari con Nummuliti e Alveoline.

A Pietrereie, ai calcari con Nummuliti e Alveoline seguono formazioni calcaree e marnose dell'Oligocene; situazioni simili sono state segnalate da Signorini (1961) nella *zona a sud di Civitatanova del Sannio.*

A Macchiagodena, infine, esiste una continuità di sedimentazione dal Cretacico superiore al Miocene (Signorini e Devoto 1962).

I calcari con Nummuliti e Alveoline presentano in queste zone particolari facies: sono spesso gradati verticalmente con mescolamento di fauna bentonica e planctonica. Vari Autori considerano questi fossili rimaneggiati e attribuiscono queste formazioni complessivamente al Miocene.

Sembra esistere un passaggio graduale dalle zone a sedimentazione continua (Macchiagodena), a zone nelle quali i calcari con Nummuliti e Alveoline avrebbero, al più, un'età oligocenica, ed infine a zone in cui sarebbero miocenici. Una simile ipotesi è stata già avanzata da Signorini (1961).

In definitiva, se l'ipotesi risultasse esatta, le formazioni terziarie sarebbero, nelle zone centrali, in continuità di sedimentazione sui calcari maestrichtiani, e trasgressive nelle zone marginali della depressione; la base della trasgressione sarebbe più recente avvicinandosi alla *Piattaforma centrale con bauxiti.*

Il problema resta comunque aperto fin quando non si datino con sicurezza i calcari con Nummuliti e Alveoline.

Nel Miocene possiamo distinguere:

Formazione di Cusano (Selli 1957): calcari ad Ostree, Pecten, Litotamni. Langhiano superiore.

Formazione di Longano (Selli 1957): marne e calcari marnosi ad Orbuline e Globoquadrine. Elveziano.

Formazione di Frosolone (Selli 1957): marne, marne argillose, argille ed arenarie. Elveziano-Tortoniano.

Da notare che a Monte Patalecchia affiora una serie costituita alla base da termini appartenenti alla serie carbonatica (dolomie del Trias-Infralias) e alla sommità, da i termini della serie della *depressione molisano-sannitica.*

Gruppo della meta.

Nel gruppo della Meta, Manfredini (1963) ha segnalato una serie costituita dalle formazioni della *depressione molisano-sannitica*

in continuità di sedimentazione su quelle della serie carbonatica; le formazioni della depressione sono risultate trasgressive sul Giura superiore.

Nella parte meridionale del gruppo della Meta è stata ricostruita una serie costituita da:

Formazione di Fontegreca: dolomie e calcari dolomitici del Trias-Infralias.

Formazione del Canneto (9): Calcari ad Ellipsactinie, Nerinee, Coralli, Alghe. Questa formazione poggia in trasgressione pseudoconcordante sulla sottostante formazione dolomitica. Titonico?

Formazione di Indiprete: brecce calcaree a cemento verde: isopiche delle brecce di Indiprete.

A luoghi (La Meta) seguono tutte le altre formazioni cretaciche della *depressione molisano-sannitica;* a luoghi (Rocca Altiera) le formazioni di Monte Coppe, Coste Chiavarine, sono sostituite dalla *formazione di Rocca Altiera* (10) (calcari pseudosaccaroidi bianchi) che ha un'età compresa tra il Cenomaniano e il Maestrichtiano.

Avvicinandosi cioè, alla *piattaforma centrale con bauxiti* (Monte Marcolano), i livelli diasprigni (La Meta) della depressione sono sostituiti da livelli prevalentemente calcarei (Rocca Altiera).

Zona di Pescopagano e S. Fele

La serie della *depressione molisano-sannitica* affiora verso sud, fino alla Lucania meridionale; si hanno segnalazioni di formazioni con facies analoghe fin nella valle del Sinni (Annoscia e Mantovani 1957). Nella zona di Pesco Pagano e in quella di S. Fele è stata segnalata una serie, rispettivamente da Zoja (1957) e da Radina (1957) di età compresa tra il Cretacico medio e l'Eocene, che è risultata isopica di quella della *depressione molisano-sannitica* (Pescatore 1962). Non è improbabile, come ipotizzato dagli Autori citati, che questa serie rappresenti la continuazione verso l'alto degli *scisti galestrini.*

Nella zona di Marsico Nuovo (Scandone 1963) ha segnalato una serie simile a quella rinvenuta nel gruppo della Meta; in essa il Titonico è trasgressivo sul Trias-Infralias, e il Cretacico superiore è, a sua volta, trasgressivo sul Titonico.

---

(9) Da Canneto, Val di Canneto, 3 Km. a NNE di Picinisco (Frosinone).

(10) Rocca Altiera, rilievo 3 Km. a NNE di Settefrati (Frosinone).

Rapporti tra depressione e appennino calcareo

Le formazioni della *depressione molisano-sannitica* presentano sicuri contatti stratigrafici con quelle della serie carbonatica mesozoica nel Matese settentrionale (Monte Patalecchia), dove sono trasgressive sul Trias, e, nel gruppo della Meta (Val Canneto, La Meta), dove sono trasgressive sui calcari del Titonico; in ambedue i casi, la base della serie è caratterizzata da livelli conglomeratici, costituiti da brecce con elementi della serie carbonatica mesozoica. Si tratta probabilmente di brecce, formatesi ai piedi di una falesia, che non hanno subito quasi alcun trasporto.

Le formazioni della depressione costituiscono le facies marginali della *piattaforma centrale con bauxiti*, e sono in parte eteropiche dei calcari a Rudiste. Esse rappresentano le facies del bordo interno della depressione.

Come ipotizzato da Scarsella (1957) e Manfredini (1963) la *depressione molisano-sannitica* è da ricollegare alla *miogeosinclinale umbro-marchigiano-sabina*. Si spiegano così le notevoli analogie di facies che questi Autori hanno segnalato tra alcune formazioni della depressione e quelle sincrone della miogeosinclinale.

Manfredini (1963) afferma che « la Depressione molisano sannitica sembra... acquistare la stessa posizione tettonica della Miogeosinclinale umbro-marchigiano-sabina, di cui in un certo senso appare come la continuazione verso Sud. La differenza principale fra queste due unità tettoniche è che, mentre la Miogeosinclinale umbro-marchigiano-sabina è stata abbozzata nel Lias medio superiore, la supposta Miogeosinclinale molisano-sannitica acquista la sua prima individualità nel Cretaceo medio ».

La base della serie della depressione è stata datata Cenomaniano. In questo periodo quindi si sarebbe individuata la *depressione molisano-sannitica*.

Nella serie di Val Canneto, i calcari ad Ellipsactinie del Titonico, sono trasgressivi sul Trias-Infralias, attestando una fase tettonica di età compresa tra l'Infralias e il Giura superiore.

Sembra quindi che una medesima fase tettonica abbia individualizzato nell'Appennino centro meridionale, la *miogeosinclinale umbro-marchigiano-sabina* a nord, e una zona, a sud prevalentemente emersa nel Giura-Lias e nel Cretacico inferiore, che costituirà il bordo interno della *depressione molisano sannitica* nel Cretacico medio.

Ciò conferma ulteriormente i presunti legami tra la *miogeosinclinale umbro-marchigiano-sabina* e la *depressione molisano-sannitica.*

Nel Matese, probabilmente, i sollevamenti iniziati nel Lias si sono spostati nel tempo dal bordo della depressione verso la *piattaforma centrale.*

Solo nel Cretacico questi movimenti avrebbero interessato direttamente l'area della piattaforma, determinando l'emersione di essa e la formazione dei depositi bauxitici.

L'*area esterna* (D'Argenio 1963) caratterizzata da una sedimentazione continua dal Trias superiore al Cretacico superiore, non sembra, invece, esserne direttamente interessata.

Questi moti epirogenetici hanno probabilmente interessato tutto l'Appennino.

Merla (1938) indica il Lias medio come periodo nel quale è iniziata la individualizzazione dei vari bacini dell'Italia centrale (facies tosco-maremmana, facies umbra, facies abruzzese-sabina).

Eventi tettonici liassici sono stati segnalati da Scarsella in Umbria (1950) e nel gruppo del Gran Sasso d'Italia (1957); Giannini (1960) ne segnala, invece, nella Montagna dei Fiori (Ascoli Piceno-Teramo).

La differenziazione della serie del Monte Bulgheria (Cilento) rispetto a quella dell'Appennino calcareo, sarebbe iniziata nel Lias inferiore (Scandone, Scrosso e Bruno 1962).

Probabili eventi tettonici liassici sono stati segnalati nel Matese settentrionale da Ietto 1963 e Vallario 1963.

In Lucania, Scandone 1963 segnala una fase tettonica compresa tra l'Infralias e il Giura superiore.

Sembra quindi che una fase tettonica liassica abbia portato, nell'Appennino centro meridionale, all'individualizzazione di vari bacini che subirono poi una differente evoluzione.

Ai fenomeni di sollevamento, iniziati nel Lias sono seguiti nel Cretacico medio (Cenomaniano) dei movimenti di subsidenza che individualizzarono la *depressione molisano-sannitica* rispetto alla *piattaforma centrale con bauxiti.*

Questi movimenti hanno interessato il bordo della depressione, zona per prima sollevata dalla tettonica liassica. Dal bordo, i movimenti di subsidenza si sono poi spostati verso la piattaforma centrale.

Questa subsidenza determinò la sedimentazione dei livelli conglomeratici e diasprigni, basali della serie molisano-sannitica, mentre sulla piattaforma centrale si aveva la formazione dei depositi bauxitici.

Nel cretacico superiore si ebbe la trasgressione dei calcari a Rudiste dall'*area esterna* verso la piattaforma e cioè da *W* e *SW* a *E* e *NE* (D'Argenio 1963); contemporaneamente si ebbe una trasgressione dal margine della *depressione molisano-sannitica* verso la piattaforma, e nel Matese da *N* e *NW* verso *S* e *SE*.

Punto d'incontro di questi movimenti d'ingressione opposti sono, nel Matese, i calcari pseudosaccaroidi bianchi maestrichtiani. Sia a *N* che a *S*, infatti, la base della trasgressione cretacica è più antica (Turoniano, Cenomaniano).

Il limite della piattaforma centrale, è comunque segnato dal limite dei calcari a Rudiste; marginalmente da essi, si passa alle formazioni della *depressione molisano-sannitica* con i calcari pseudosaccaroidi bianchi.

Nei periodi successivi queste due aree subiscono un'evoluzione differente.

La *zona priva di bauxiti* o *protoappennino* (D'Argenio 1963) costituirebbe già il bordo della *depressione molisano-sannitica*. Infatti sulla dolomia del Trias Infralias non poggiano solo i calcari pseudosaccaroidi bianchi del maestrichtiano, ma tutti i termini della serie molisano-sannitica (Monte Patalecchia). Nella parte meridionale del gruppo della Meta (Settefrati, La Meta) le formazioni della depressione, sono trasgressive sui calcari ad Ellipsactinie del Titonico, a loro volta trasgressivi sulle dolomie del Trias-Infralias; le formazioni basali della depressione sono selciose ad oriente (La Meta) e diventano calcaree avvicinandosi alla *piattaforma centrale con bauxiti* (Monte Marcolano).

A questa area, che risultò prevalentemente emersa nel Giura-Lias e nel Cretacico inferiore, si potrebbe estendere il nome di « *Protoappennino* ». In questa stessa zona nel Cretacico medio si individua il bordo interno della *depressione molisano-sannitica*.

Nel Matese il passaggio tra la depressione e l'Appennino calcareo si realizza con i calcari pseudosaccaroidi bianchi; essi sono trasgressivi su termini della serie carbonatica, dal Trias al Cretacico inferiore, man mano più recenti, avvicinandosi alla *piattaforma centrale con bauxiti*.

I calcari pseudosaccaroidi bianchi indicano una facies di periscogliera; essi sono in parte formati a spese dei calcari biostromali a Rudiste. Frammenti di Rudiste sono abbondanti in questi calcari; a luoghi le Rudiste sono quasi intere anche se evidentemente usurate. In questa formazione solo in due luoghi si è avuto modo di osservare biostrome a Rudiste: nella zona di Monte Patalecchia e in quella di Forca di Cervaro; si tratta di Rudiste sicuramente non usurate in

calcari compatti, avana, nettamente diversi dai calcari pseudosaccaroidi bianchi. D'altro canto i calcari pseudosaccaroidi sono rari nella formazione dei calcari a Rudiste.

Sembra quindi che il passaggio laterale tra queste due formazioni avvenga al limite di una rottura di pendenza.

La piattaforma centrale con sedimentazione biostromale, si raccordava probabilmente in corrispondenza di una dislocazione tettonica con la *depressione molisano-sannitica* di profondità maggiore; in essa si accumulavano i detriti della scogliera a Rudiste a costituire poi i calcari pseudosaccaroidi bianchi. Le dimensioni degli elementi di questi calcari diminuiscono spostandosi verso il centro della depressione.

Le fasi tettoniche terziarie accentuano ancora di più queste differenze.

Nell'Eocene, nell'Appennino calcareo, abbiamo una emersione quasi generale: a luoghi è presente il Paleocene e rari lembi di Eocene; nella depressione continua nel complesso la fase di abbassamento.

Se, come supposto, le Nummuliti e Alveoline sono a luoghi rimaneggiate, nel Matese settentrionale si sarebbe avuto una trasgressione che, iniziata probabilmente nell'Eocene, dalla depressione si sarebbe spostata verso la piattaforma. La trasgressione avrebbe raggiunto la piattaforma solo nel Miocene medio superiore.

Resta aperto però il problema della provenienza dei fossili rimaneggiati.

Il Miocene presenta facies differenti nella *piattaforma centrale* e nella *depressione molisano-sannitica*, anche se queste facies diverse sono ben correlabili tra di loro, almeno per il Molise. Nel Sannio invece, la serie miocenica è differente ed è costituita essenzialmente da arenarie quarzoso-micacee di tipo *molassa* con livelli calcarei con Ostree, Litotamni e Briozoi alla base.

Queste arenarie sono state considerate da qualche Autore parautoctone (*Arenarie di Caiazzo*, Ogniben 1958), da altri alloctone (*formazione di S. Giorgio*, Selli 1962), altri infine le considerano autoctone (Manfredini 1963); in questo schema sono considerate sostanzialmente autoctone.

Dopo la deposizione delle molasse, che si rinvengono identiche nella parte alta della serie miocenica del Molise (*Formazione di Frosolone*, Selli 1956) si sono verificati gli eventi tettonici che hanno portato l'Appennino alla sua attuale configurazione.

Si sono verificati, con fenomeni essenzialmente gravitativi, gli arrivi delle coltri di *Argille varicolori* o *terreni caotici* (dal Tortoniano

superiore secondo SELLI, 1963), coltri di provenienza probabilmente tirrenica. Sono seguite quindi delle fasi di compressione che hanno portato l'Appennino calcareo a spostarsi verso *NE* e verso *E*. Questi movimenti spiegano il sovrascorrimento verso *NE* ed *E* delle facies marginali dell'Appennino calcareo.

Con lo spostamento dell'Appennino verso *NE* ed *E* si spiega la struttura del margine orientale del Matese, ove si ha direttamente a contatto i calcari a Rudiste della piattaforma centrale e le formazioni della depressione molisano sannitica; mentre più a *NO* (Matese settentrionale) si possono ancora seguire i passaggi dalla piattaforma alla depressione.

La presenza nella serie della *depressione molisano-sannitica* di livelli plastici, marnosi e selciosi, avrebbe favorito lo slittamento di queste formazioni sul substrato rigido della serie carbonatica mesozoica (Trias-Infralias?) con strutture di *scendimento* (SIGNORINI 1957). La traslazione verso *NE* e *E* sarebbe stata poi facilitata dalla presenza di *Argille varicolori* che si rinvengono interposte tra le molasse e le formazioni della depressione (Monti del Sannio). Gli spostamenti orizzontali verso *NE* ed *E* della serie della *depressione molisano-sannitica* rispetto alla serie carbonatica avrebbe un valore massimo intorno ai 15-20 km.

Le formazioni molisano sannitiche, sarebbero quindi a luoghi autoctone (Molise) e a luoghi parautoctone (Monti del Sannio).

Le *Argille varicolori*, invece, sedimentatesi probabilmente in un bacino dell'area tirrenica, sarebbero alloctone.

Napoli, Istituto di Geologia, dicembre 1963.

RIASSUNTO

Vengono esposti i risultati di un lavoro sulla stratigrafia della *depressione molisano sannitica* e sui suoi rapporti con l'Appennino calcareo. La serie stratigrafica del bordo della depressione risulta costituita da varie formazioni di età compresa tra il Cenomaniano e il Miocene superiore. Questa serie presenta sicuri contatti con la serie carbonatica mesozoica a Monte Patalecchia e nella parte meridionale del gruppo della Meta; a luoghi risulta sovrapposta alle molasse (Monti del Sannio) con l'interposizione di *Argille varicolori*. Si conclude che le formazioni della *depressione molisano sannitica* sono a luoghi autoctone e a luoghi parautoctone. Viene segnalata una fase tettonica liassica che ha portato alla prima differenziazione del bacino di sedimentazione dell'Appennino calcareo da quello della *depressione molisano sannitica*.

SUMMARY

The results of a work about the stratigraphy of *depressione molisano-sannitica*, and its relations with the *Appennino calcareo* are exposed.

The stratigraphic series is costitued by several formations which go from the Cenomanian to the Upper Miocene.

This series presents sure contacts with mesozoic carbonatic series at *Monte Patalecchia*, and in the southern part of the *Gruppo della Meta*; in some places it is surposed on the *molassa* with interposition of *Argille varicolori*. We conclude that the formations are in some places autochtonous and parautochtonous.

We describe a tectonic phase of Lias which has brought to the first differentation of the sedimentary facies of the *Appennino calcareo* from the *depressione molisano-sannitica*.

BIBLIOGRAFIA

Accordi B., *Lineamenti strutturali del Lazio meridionale e dell'Abruzzo occidentale*, Mem. Soc. Geol. It., **4**, Bologna 1963.

Annoscia E. e Mantovani M. P., *Fossili maestrichtiani nel flysch della valle del Sinni*. Boll. Soc. Geol. It., **76**, f. 1°, pp. 28-33, figg. 7, Roma, 1957.

Bally A., *Geologische Untersuchunger in den SE-Abruzzen*, Zurich, 1954.

Behrmann R. B., *Die Faltenbogen des Apennins und ihre palaogeographische Entwicklung*. Abh. Ges. Wiss., Gottingen, math.-phis., Kl., s. 3, N. 16, Berlin, 1936.

— *Die geotektonische Entwicklung des Apennin-Systems*. Geotektonische Forschungen, heft 12, Stutgart, 1958.

Beneo E., *La formazione mesozoica di Filettino e Collepardo (M. Simbruini ed Ernici)*, Boll. Serv. Geol. d'It., **61**, n. 2, pp. 1-8, tavv. 2, Roma, 1936.

— *Accumuli terziari da risedimentazione (olistostromi) nell'Appennino centrale e frane sottomarine*. Boll. Serv. Geol. d'It., **78**, f. 1°-2°, pp. 291-319, fig. 1, Roma, 1956.

Carissimo L., D'Agostino O., Loddo C., Pieri M., *Petroleum exploration by Agip Mineraria and new geological information in central and southern Italy from Abruzzi to the Taranto Gulf*, VI W. Petrol. Congress, s. 1, **27**, pp. 26, figg. 20, tabb. 2, Francoforte 1963.

Cassetti M., *Appunti geologici sul Matese*. Boll. Com. Geol. d'It., **24**, pp. 329-342, tav. 1, Roma, 1893.

— *Relazione sui lavori eseguiti nella valle del Volturno nell'anno 1893*. Boll. Com. Geol. d'It., **25**, pp. 258-274, fig. 1, Roma, 1894.

— *Osservazioni geologiche eseguite l'anno 1894 in alcune parti dell'Appennino meridionale*. Boll. Com. Geol. d'It., **26**, pp. 329-345, tav. 1, Roma, 1895.

— *Rilevamento geologico nell'Abruzzo aquilano ed in Terra di Lavoro eseguito nel 1897*. Boll. Com. Geol. d'It., **29**, pp. 122-138, figg. 3, Roma, 1898.

— *Osservazioni geologiche su alcuni monti tra le valli del Volturno e del Liri eseguite nel 1898*. Boll. Com. Geol. d'It., **30**, pp. 218-243, tav. 1, Roma, 1899.

— *Relazione preliminare sulla campagna geologica dell'anno 1911. Campania, Foglio 172 (Caserta) e 173 (Benevento)*. Boll. Com. Geol. d'It., **43** (1912), pp. 72-73, Roma, 1913.

— *Struttura geologica di alcune regioni limitrofe della Capitanata e dell'Irpinia.* Boll. Com. Geol. d'It., **46** (1916-18), pp. 341-353, figg. 2, Roma, 1918.

Catenacci V., De Castro P., Sgrosso I., *Complessi guida nel Mesozoico del Matese orientale.* Mem. Soc. Geol. It., **4**, Bologna, 1963 (in corso di stampa).

Catenacci E. e Manfredini M., *Osservazioni stratigrafiche sulla Civita di Pietraroia (Benevento).* Boll. Soc. Geol. It., **82**, f. 3, pp. 30, figg. 10, tavv. 4, Roma, 1963.

Cestari G., *Segnalazione di « scaglia » maestrichtiana nel versante nord occidentale di M. Bulgheria,* Mem. Soc. Geol. It., **4**, pp. 10, figg. 9, Bologna 1963.

D'Argenio B., *Impronte di disseccamento (sun cracks) nelle bauxiti del Matese.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **71**, pp. 90-102, tavv. 2, Napoli, 1962.

— *Sull'età dei calcari a requienie nell'Appennino campano.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **71**, pp. 146-156, Napoli, 1962.

D'Argenio B. e Pescatore T., *Stratigrafia del Mesozoico nel gruppo del M. Maggiore (Caserta).* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **71**, pp. 55-60, tav. 1, Napoli, 1962.

D'Argenio B., *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano.* Mem. Soc. Geol. It., **4**, pp. 52, tavv. 8, figg. 10, Bologna, 1963.

— *Linee isopiche e strutturali cretaciche persistenti nell'Appennino campano.* Rend. Acc. sc. fis. e mat., Napoli, 1963.

De Lorenzo G., *Studi di geologia nell'Appennino meridionale.* Atti Acc. Sc. fis. e mat., s. 2ª, **8**, n. 7, pp. 128, figg. 12, Napoli, 1896.

— *Geologia dell'Italia meridionale.* N. ed. a cura di G. D'Erasmo, Napoli, Ed. Politecnica, 1937.

Devoto G., *La serie stratigrafica di Monte S. Croce (Venafro).* Mem. Soc. Geol. It., **4**, pp. 5, fig. 1, tavv. 6, Bologna, 1963.

Fabiani E. e Segre A. G., *Schema strutturale della Regione italiana.* Contr. di Sc. Geol., **2**, pp. 7-23, figg. 4, (Suppl. a La Ric. Sc., C.N.R.), Roma, 1952.

Giannini E., *Osservazioni geologiche sulla Montagna dei Fiori (Ascoli Piceno, Teramo),* Boll. Soc. Geol. It., **79**, f. 2, pp. 183-206, figg. 4, tav. 1, Pisa 1960.

Glangeaud L., *Paléogeographie dynamique de la Mediterranée et des bordures. Le role de la phase ponto-plio-quaternaire.* Océanog. géol. et géoph. de la Mediterranée occidentale, Coll. Natur. C. N. R. S., pp. 125-165, figg. 11, Paris 1962.

Grandjacquet C., *Schéma structural de l'Appennin campano-lucanien (Italie),* Rev. Géog. Phis. et Géol. Dyn., **2**, f. 3, pp. 185-202, figg. 14, Paris 1963.

Jacobacci A. e Martelli G., *Introduzione allo studio dei sedimenti miocenici dell'Irpinia e del Sannio.* Boll. Serv. Geol. d'It., **79**, f. 3°-4°, pp. 565-577, Roma, 1957.

Ietto A., *I rapporti tettonici fra « scisti silicei » e la dolomia nei dintorni di Giffoni Valle Piana (Salerno),* Mem. Soc. Geol. it., **4**, pp. 15, figg. 7, tavv. 2, Bologna, 1963.

— *Osservazioni geologiche su alcune zone del Matese.* Boll. Soc. Natural. in Napoli, **72**, Napoli, 1963 (in corso di stampa).

Ippolito F. e Lucini P., *Il flysch nell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **75**, pp. 139-167, tav. 1, Roma, 1956.

Lazzari A., *La sedimentazione dei terreni in facies di flysch secondo le antiche osservazioni di Zuber (con alcune considerazioni sul flysch dell'Italia meridionale).* Rend. Acc. Sc. fis. e mat., s. 4ª, **21**, pp. 127-139, Napoli, 1954.

Lipparini T., *Relazione sui rilevamenti geologici per l'anno 1956 (foglio 87 - Bologna, foglio 153 - Agnone).* Boll. Serv. Geol. d'It., **76**, fasc. 2°, pp. 503-510, Roma, 1957.

MERLA G., *Il Tevere. Monografia Idrologica. Vol. I. P. 28. Geologia e permeabilità dei terreni e del bacino.* Min. LL. PP., Serv. Idrog., Roma 1938.

— *Geologia dell'Appennino settentrionale*, Boll. Soc. Geol. It., **70**, f. 1, pp. 95-382, Roma 1951.

MANFREDINI M., *Relazione preliminare sul rilevamento geologico della tavoletta IV NO del Foglio 173 Benevento.* Boll. Serv. Geol. d'It., **79** (1957), fasc. I-II, pp. 401-404, Roma, 1958.

— *Osservazioni geologiche sul bordo interno della Depressione molisano-sannitica (Appennino meridionale).* Mem. Soc. Geol. It., **4**, pp. 15, tav. 1, Bologna, 1963.

— *Schema dell'evoluzione tettonica della penisola italiana.* Boll. Serv. Geol. d'It., **84**, pp. 27, tavv. 3, Roma, 1963.

MARCHESINI E., *Strati ad Orbitoidi maestrichtiani nel flysch del Sannio.* Mem. Soc. Tosc. Sc. Natur., **49**, pp. 154-172, tavv. 2, Pisa, 1941.

OGNIBEN L., *Flysch miocenico autoctono parautoctono ed argille scagliose nella zona di Caiazzo (Caserta)*, Boll. Soc. Geol. It., **75**, f. 3, pp. 169-179, figg. 3, Roma 1957.

— *Stratigrafia e microfaune del Terziario nella zona di Caiazzo (Caserta)*, Riv. It. di Pal. e Strat., **64**, n. 2, pp. 89-142, tab. 6; n. 3, pp. 195-286, tavv. 8, Milano 1958.

PESCATORE T., *Una serie stratigrafica nel flysch a sud est del Matese (Sannio).* Boll. Soc. Geol. It., **80**, f. 3°, pp. 39-44, tavv. 2, Roma, 1961.

— *Confronto tra serie stratigrafiche a nord e a sud-est del Matese.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **71**, pp. 61-64, tavv. 2, Napoli, 1963.

— *Ulteriori osservazioni sul flysch a sud-est del Matese.* Boll. Soc. Geol. It., **80**, fasc. 4, pp. 133-146, tavv. 5, Roma, 1962.

— *Affioramenti di flysch cretacico nell'alta valle del Volturno.* Mem. Soc. Geol. It., 4, Bologna, 1963 (in corso di stampa).

PESCATORE T. e VALLARIO A., *La serie mesozoica nel gruppo del M. Maggiore (Caserta).* Mem. Soc. Geol. It., **4**, Bologna, 1963 (in corso di stampa).

RADINA B., *Rilievo geologico della zona compresa tra S. Fele, Bella e Muro Lucano.* Boll. Soc. Geol. It., **77**, f. 3°, pp. 183-204, tavv. 2, Roma, 1958.

SARTONI S. e CRESCENTI U., *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale.* Giorn. di Geol., **29** (1960-1961), pp. 161-302, tavv. 42, Bologna, 1962.

SCANDONE P., SGROSSO I., BRUNO F., *Appunti geologici su M. Bulgheria.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72**, Napoli 1963.

SCANDONE P., *Trasgressioni mesozoiche e terziarie nell'alta valle dell'Agri tra Paterno e Marsiconuovo (Lucania).* Boll. Soc. Natural. in Napoli, **72**, Napoli, 1963 (in corso di stampa).

SCARSELLA F., *Sui rapporti stratigrafici del « calcare massiccio » (calcare di scogliera hettangiano) con i sovrastanti piani stratificati della serie giura-liassica nell'Appennino umbro-marchigiano.* Boll. Serv. Geol. d'It., **69**, pp. 3, Roma, 1950.

— *I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici ed il flysch nell'Appennino centro-meridionale.* Boll. Soc. Geol. d'It., **75** (1956), f. 3, pp. 115-137, Roma, 1957.

— *« Filoni sedimentari » nel calcare massiccio hettangiano del Corno Grande (Gran Sasso d'Italia).* Boll. Soc. Geol. Ital., **77** (1958), fasc. 3, pp. 15-28, figg. 4, tav. 1, Roma, 1958.

SCARSELLA F. e MANFREDINI M., *Relazione preliminare sul rilevamento geologico del gruppo del Matese (fogli 161, Isernia; 162, Campobasso; 172, Caserta; 173, Benevento).* Boll. Serv. Geol. d'It., **76** (1954), pp. 575-579, Roma, 1955.

SEGRE A. G., *Sulla struttura dell'arco abruzzese interno*, Contr. Sc. Geol., **1**, Suppl. « Ric. Scien. », C.N.R., pp. 98-111, figg. 5, Roma 1950.

— *Biogeografia dell'isola di Zannone. Morfologia e Geologia.* Acc. Naz. dei XL, S. 4ª, **4-5**, pp. 135-150, figg. 6, tavv. 3, Roma 1954.

— *Relazione preliminare sui rilevamenti compiuti nel 1954: Rilevamenti di geomorfologia marina nel mar Tirreno con particolare riguardo ai f. 170 Terracina, f. 171 Gaeta, 196 Sorrento*, Boll. Serv. Geol. d'It., **77**, pp. 116-120, fig. 1, Roma 1955.

SELLI R., *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale.* Giorn. di Geol., s. II, **26** (1954-55), pp. 1-54, tavv. 9, Bologna, 1957.

— *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale.* Mem. Soc. Geol. Ital., **3**, pp. 737-790, fig. 1, tav. 1, Pavia, 1962.

SGROSSO I., *La trasgressione miocenica nel Matese centrale.* Boll. Soc. Natural. in Napoli, **72**, Napoli, 1963 (in corso di stampa).

SIGNORINI R., *Tipi strutturali di scendimento e argille scagliose.* Boll. Geol. Soc. It., **75** (1956), f. 3°, pp. 69-93, Roma, 1957.

— *Le nuove conoscenze stratigrafiche e tettoniche e le possibilità petrolifere dell'Appennino meridionale.* Atti VII Conv. Nat. metano e petrolio (Taormina 1952), **1**, pp. 311-319. Palermo, 1952.

— *Osservazioni geologiche nell'Alto Molise.* Boll. Soc. Geol. It., **80** (1961), f. 3, pp. 215-224, Roma, 1962.

SIGNORINI R. e DEVOTO G., *Il Paleogene nell'Alto Molise.* Mem. Soc. Geol. it., **3**, 461-511, figg. 4, tavv. 3. Pavia, 1962.

UFFICIO GEOLOGICO, *Carta Geologica d'Italia, scala 1 : 100.000, F. 152, Sora.* Rilevam. di M. CASSETTI, rev. e compl. di C. CREMA. Roma, 1928.

— *Carta Geologica d'Italia, scala 1 : 100.000, F. 147, Lanciano.* Rilevam. di F. SACCO. Firenze, 1930.

— *Carta Geologica d'Italia, scala 1 : 100.000, F. 160, Cassino.* Rilevam. di M. CASSETTI, rev. e compl. di M. GROSSI. Firenze, 1931.

— *Carta Geologica d'Italia, scala 1 : 100.000, F. 161, Isernia.* Rilevam. di M. CASSETTI, rev. e complet. di M. GROSSI, Roma, 1934.

— *Carta Geologica d'Italia, scala 1 : 100.000, F. 145, Avezzano.* Rilevam. di C. CREMA, Roma, 1934.

— *Carta Geologica d'Italia, scala 1 : 100.000, F. 151, Alatri.* Rilevam. di C. CREMA, revis. e complet. di E. BENEO. Roma, 1939.

— *Carta Geologica d'Italia, scala 1 : 100.000, F. 146, Sulmona.* Rilevam. di E. BENEO, Roma, 1943.

VALLARIO A., *Osservazioni geologiche nella zona di Capriati a Volturno (Caserta).* Boll. Soc. Natural. in Napoli, **72**, Napoli, 1963 (in corso di stampa).

ZANFRÀ S., *Osservazioni micropaleontologiche della serie dei terreni dal Cretaceo medio al Miocene inferiore sul bordo orientale del massiccio del Matese (Italia meridionale)*, Mem. Soc. Geol. It., **4**, pp. 7, fig. 1, tavv. 4, Bologna, 1963.

ZANZUCCHI G., *Nota preliminare sui sedimenti miocenici nelle alte valli dell'Ofanto e del Sele.* Boll. Serv. Geol. d'It., **80**, f. 2°-3°, pp. 97-123, tavv. 5, Roma, 1958.

ZOJA L., *Il flysch calcareo di Pescopagano (Avellino).* Boll. Soc. Geol. It., **76**, f. 1°, pp. 371-383, figg. 8, Roma, 1957.

ZUBER S., *Nota preliminare sulla presenza del flysch cretaceo in Irpinia.* Boll. Soc. Geol. It., **58**, pp. 429-431, fig. 1, Roma, 1939.

Impronte di fondo nelle dolomie di Profeti (Caserta) (*)

Nota dei soci TULLIO PESCATORE e ANTONIO VALLARIO

(Tornata del 27 dicembre 1963)

Nella zona centrale del gruppo del M.te Maggiore, a M.te S. Angelo, nei pressi dell'abitato di Profeti (Caserta), si sono rinvenute delle impronte di fondo oggetto di questo studio.

Il Volturno delimita il gruppo del M.te Maggiore, nell'Appennino campano, dai gruppi montuosi del Matese e Taburno; ad ovest il gruppo è delimitato dalla piana del basso Volturno e dal vulcano di Roccamonfina.

Monte S. Angelo, costituisce la propaggine orientale di M.te Maggiore (m. 1037); alle pendici di questo rilievo è ubicato il piccolo centro di Profeti.

Il gruppo del M.te Maggiore è stato recentemente oggetto di studi stratigrafici e tettonici.

La serie stratigrafica è in complesso simile a quella degli altri gruppi calcarei dell'Appennino campano. Caratterizzata da una sedimentazione continua dal Trias superiore al Cretacico inferiore con una fase di continentalità testimoniata dall'orizzonte bauxitico, i calcari a Rudiste, trasgressivi, chiudono la serie mesozoica. A luoghi si rinviene trasgressivo il Paleocene; più estesa è la trasgressione miocenica.

La tettonica del gruppo è caratterizzata da faglie dirette ad andamento appenninico; le faglie ad andamento tirrenico sono invece secondarie.

Si rinvengono anche delle faglie inverse ad andamento est-ovest con immersione verso sud.

Il gruppo del M.te Maggiore è costituito, nel complesso, da varie monoclinali delimitate da faglie ad andamento appenninico.

(*) Lavoro eseguito con il contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Descrizione dell'affioramento.

Le impronte di fondo affiorano cinquecento metri a nord-ovest di Profeti. In questa zona è stata effettuata una campionatura per determinare la posizione stratigrafica delle impronte.

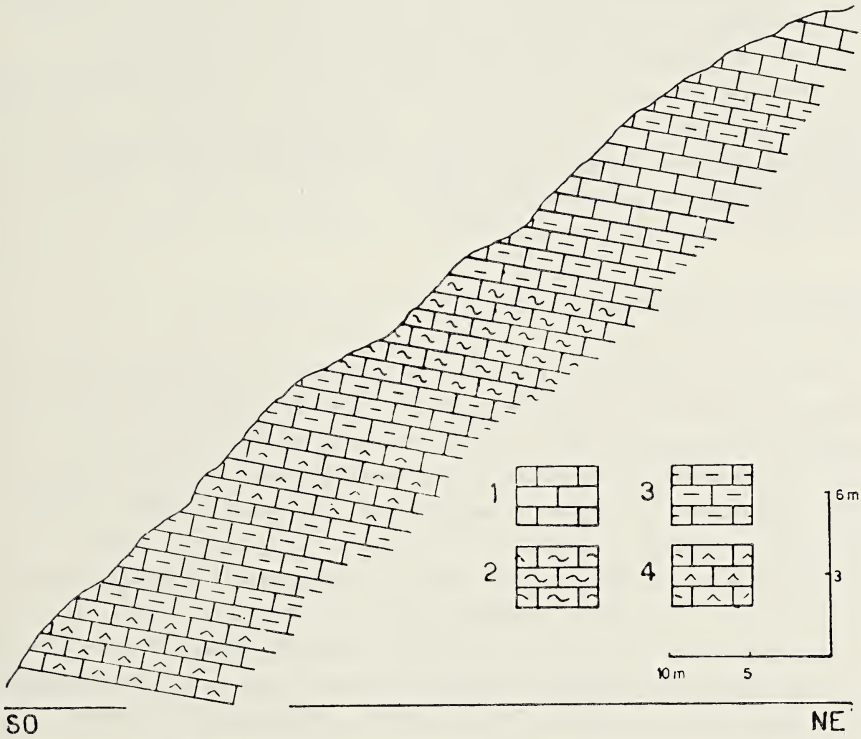


Fig. 1. — Schizzo geologico dell'affioramento.
1. Calcari e calcari magnesiaci; — 2. Dolomie calcarifere con impronte di fondo; — 3. Calcari dolomitici e dolomie calcarifere; — 4. Dolomie.

La base della serie è costituita da banchi di dolomia saccaroide di colore grigio. I banchi di dolomia hanno una potenza di 5-8 metri, lo spessore complessivo è di 30 m. circa. Segue qualche strato di dolomia saccaroide di colore grigio cupo, della potenza di 30-50 cm. Si arriva quindi a dolomie microcristalline straterellate dello spessore di 0.5 - 1 cm., intercalate a strati dello spessore di 10 - 15 cm. La

potenza di quest'ultimo orizzonte è di circa 10 metri. In esso sono state rinvenute le impronte di fondo.

La serie continua con alternanza di calcari dolomitici, calcari e dolomie, in strati della potenza di 20-30 cm., per uno spessore complessivo di circa 15 m. Nei calcari si rinvengono delle Requienie; questi fossili sono a volte isorientati e denotano una struttura fluidale. Nei calcari dolomitici i fossili sono parzialmente distrutti al processo di dolomitizzazione.

Ai calcari ceroidi bianchi a Requienie, segue l'orizzonte bauxitico. I calcari a Requienie hanno uno spessore di circa 50-60 metri.

I fossili rinvenuti: *Salpingoporella dinarica* Raidocic, *Cuneolina camposauri* Sartoni e Crescenti, *Haplophragmoides* sp., Textularidae, Miliolidae, e nella parte alta Orbitolinidae; fanno datare come Aptiano-Albiano questo affioramento.

Impronte di fondo.

Il pacco di strati nel quale si rinvengono le impronte di fondo ha uno spessore di circa 10 metri; è una fitta alternanza di straterelli dello spessore di 0.5 - 1 cm. e di strati di 10 - 15 cm.

Le impronte si rinvengono indifferentemente sia negli straterelli che negli strati. Si tratta di impronte di fondo simmetriche, asimmetriche e irregolari.

Gli indici d'onda, rapporto fra la lunghezza e l'altezza d'onda, sono elevati con valori oscillanti tra 10 e 15.

Le impronte di fondo simmetriche sono riferibili ad onde, quelle asimmetriche sono riferibili probabilmente a correnti e presentano una leggera inclinazione della cresta dell'onda nel senso della corrente.

Le impronte irregolari sarebbero da considerare come il risultato di azioni interferenti di onde e di correnti.

Le impronte di fondo asimmetriche attribuibili ad azioni di correnti non presentano la laminazione obliqua di questo tipo di impronte, esse o sono dovute ad azioni di onde interferenti, oppure, il processo di dolomitizzazione ha distrutto la laminazione obliqua.

Sono state invece osservate le strutture interne distintive delle impronte d'onda, cioè la sovrapposizione di lamine ondulate.

Le impronte di fondo si formano in un mare generalmente poco profondo, al di sotto dei 100 metri, solo le impronte di correnti, in

particolari condizioni, possono formarsi a profondità maggiore (oltre i 1000 metri).

Nel caso in esame le impronte sono per la massima parte da attribuire all'azione del moto ondoso, ciò fa supporre che si siano formate a piccola profondità. L'associazione microfaunistica conferma questa ipotesi.

Le impronte di fondo si formano in sedimenti incoerenti e granulari e non in sedimenti coerenti o a grana molto fine.

Dolomitizzazione

Il livello con impronte è costituito da dolomie microcristalline, straterellate. Queste dolomie passano lateralmente a dolomie saccaroidi, massicce. Il passaggio è graduale, ma rapido, e avviene in 20-30 metri.

Si nota una progressiva scomparsa delle impronte di fondo man mano che si passa dai livelli stratarellati alle dolomie saccaroidi massicce. In quest'ultime le impronte di fondo scompaiono del tutto. Il processo di dolomitizzazione ha progressivamente distrutto le strutture sedimentarie; è possibile osservare lo stesso fenomeno per alcuni fossili che, a volte, sono parzialmente obliterati da questo processo.

Si è studiata una serie di campioni raccolti orizzontalmente a partire dalle dolomie saccaroidi massicce fino a giungere al livello di straterelli con le impronte di fondo e di nuovo alle dolomie massicce per una lunghezza di circa 30 metri.

Su questi campioni si sono determinate le percentuali di carbonati di calcio e di magnesio e quindi la percentuale di dolomite.

I risultati sono esposti nel grafico di fig. 2 dove sulle ascisse sono riportati i campioni nella loro successione naturale e sulle ordinate le percentuali dei carbonati. Le curve rappresentano le variazioni orizzontali dei carbonati.

L'andamento delle curve mette bene in evidenza che le impronte di fondo si sono conservate dove il tenore di dolomite è minore.

È stata pure eseguita la titolazione dei carbonati di calcio e magnesio in una campionatura verticale che ha avuto inizio alla base dell'affioramento studiato fino a raggiungere i calcari soprastanti ai livelli con impronte di fondo. La campionatura interessa uno spessore di circa 40 metri.

I risultati sono riportati nel grafico della figura 3; le curve indi-

cano le variazioni verticali dei carbonati, esse mostrano un andamento piuttosto discontinuo con termini più dolomitici alla base e termini francamente calcarei alla sommità della serie analizzata.

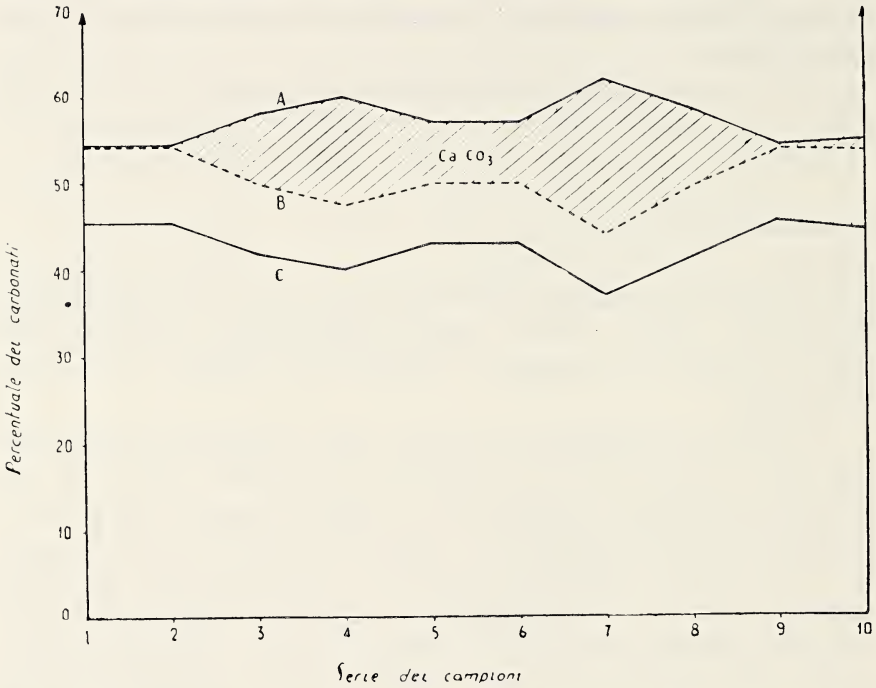


Fig. 2. — Variazione delle percentuali di carbonati di calcio e di magnesio nella serie orizzontale.

In ascisse è riportata la serie dei campioni prelevati in orizzontale lungo l'affioramento con impronte di fondo. La serie ha una lunghezza in orizzontale di circa venti metri, i campioni sono stati raccolti ogni due metri circa.

In ordinata sono riportate le percentuali in peso del carbonato di calcio (curva A) e del carbonato di magnesio (curva B).

È stata inoltre tracciata la curva C che rappresenta la percentuale di carbonato di calcio che si combina con il carbonato di magnesio presente nei singoli campioni a costituire il carbonato doppio di calcio e magnesio.

La zona tratteggiata rappresenta la percentuale di carbonato di calcio libero nei singoli campioni.

Le impronte di fondo si rinvengono nelle dolomie calcarifere (campioni da numero 3 a 8; tavola I, fig. 1 e 2); esse sono totalmente o quasi obliterate nelle dolomie saccaroidi massicce (campioni numero 1-2 e 9-10; tavola II, fig. 1 e 2).

Le determinazioni dei carbonati sono state eseguite mediante titolazione EDTA del calcio e del magnesio.

Varie sono le interpretazioni circa i processi di dolomitizzazione; essi si possono così raggruppare:

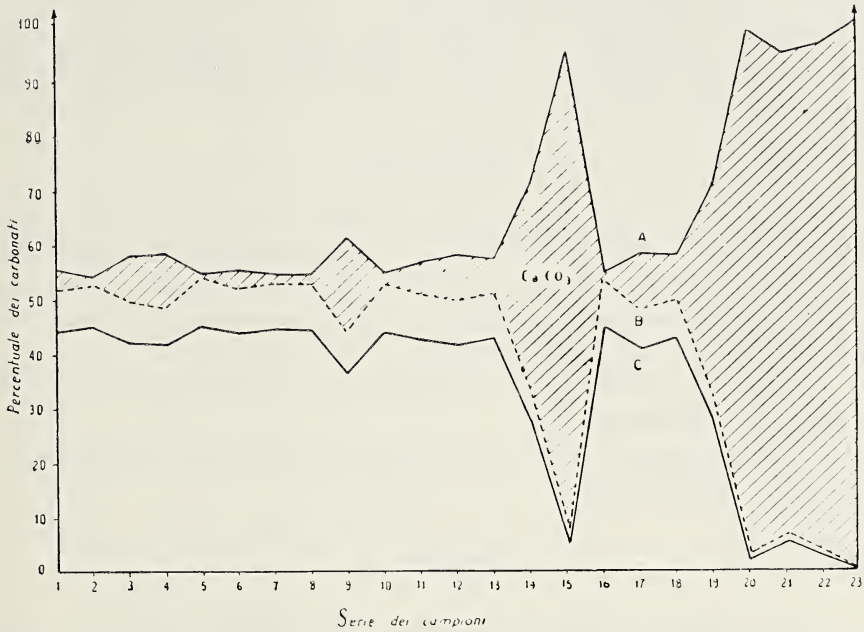


Fig. 3. — Variazioni delle percentuali di carbonato di calcio e di magnesio nella serie verticale.

In ascisse sono riportate la serie dei campioni prelevati in successione stratigrafica normale, lungo l'affioramento con impronte di fondo; la potenza della serie e di circa 35 m., i campioni sono stati prelevati ogni 1,8 m. circa.
In ordinata sono state riportate le percentuali in peso del carbonato di calcio (curva A) e del carbonato di magnesio (curva B); la curva C rappresenta la percentuale di carbonato di calcio che si combina con il carbonato di magnesio presente nei singoli campioni a costituire il carbonato doppio di calico e magnesio. La zona tratteggiata rappresenta la percentuale di carbonato di calcio libero nei singoli campioni.
La zona con impronte di fondo corrisponde ai campioni n. 11-12-13. La serie è dolomitizzata alla base e calcarea alla sommità.

— formazione epigenetica di dolomia da un calcare
— dolomitizzazione di un fango calcareo
— precipitazione chimica di dolomite.

La dolomitizzazione di un fango calcareo è il processo di dolomitizzazione che sembra più rispondente ai fatti osservati.

Le impronte di fondo attestano l'esistenza di un sedimento granulare al tempo della loro formazione; esse poi sono state in parte distrutte dal processo di dolomitizzazione.

I fossili rinvenuti isoorientati e le impronte di fondo provano una azione di onde e di correnti; Riviere A. (1939) reputa fattori favorevoli alla dolomitizzazione le azioni di onde e di correnti in sedimenti calcarei in acque molto basse.

Degna di nota risulta l'interpretazione che Cayeux L. (1935) e Geze B. (1949) hanno dato ad una « rottura di equilibrio » del fondo del mare come agente favorevole al processo di dolomitizzazione. Tale « rottura d'equilibrio » potrebbe essere determinata dalla tendenza al sollevamento del bacino; sollevamento che precede l'emersione successiva testimoniata dall'orizzonte bauxitico.

L'orizzonte bauxitico, è localizzato 60 metri circa al di sopra della zona dolomitizzata.

Questo processo di dolomitizzazione potrebbe essere connesso al fenomeno di emersione.

Conclusioni

Le impronte di fondo rinvenute nella dolomia di Profeti sono riferibili all'azione di onde e probabilmente all'azione di correnti.

La presenza di impronte di fondo permette di stabilire che il sedimento era incoerente e granulare quando si formavano le impronte.

Il processo di dolomitizzazione ha successivamente, in parte distrutto, le impronte di fondo.

Napoli, Istituto di Geologia, dicembre 1963.

RIASSUNTO

Vengono segnalate delle impronte di fondo nelle dolomie di Profeti (Caserta), M.te S. Angelo, nel Gruppo del M.te Maggiore.

Le impronte si rinvengono in dolomie microcristalline sottostanti ai livelli a Requienie dell'Aptiano-Albiano dell'Appennino campano.

Le impronte di fondo, sono attribuite all'azione di onde e presumibilmente di corrente.

Il processo di dolomitizzazione, ha in parte distrutto queste strutture sedimentarie.

SUMMARY

This paper describes some ripple marks in the dolomites of *Monte S. Angelo* (*Gruppo del Monte Maggiore*), near *Profeti* (*Caserta*). The ripples are developed in some cryprocrystalline dolomites, on top of the *livelli a Requienie* of Aptian-Albian age. There are aqueous oscillation ripple marks and, probably, aqueous current ripple marks. The dolomitization partly destroyed the sedimentary structures.

BIBLIOGRAFIA

Bissel H. J. e Chilingar G. V., *Notes on diagenetic dolomitisation*, Journ. Sedim. Petrol., **28**, pp. 409-497, 1958.

Cassetti M., *Relazione sui lavori eseguiti nella valle del Volturno nell'anno 1893*, Boll. Com. geol. d'It., **25**. pp. 258-274, fig. 1, Roma, 1894.

— *Sul rilevamento geologico di alcune parti dell'Appennino eseguite nel 1896*, Boll. Com. geol. d'It., **28**, pp. 347-371, tav. 1, Roma 1897.

Cayeux L., *Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées*. Paris, 1935.

D'Argenio B., *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano*, Mem. Soc. Geol. It., vol. IV, Bologna 1963 (in corso di stampa).

D'Argenio B. e Pescatore T., *Stratigrafia del Mesozoico nel Gruppo del Monte Maggiore*, Boll. Soc. Natural. in Napoli, **71**, pp. 55-60, tav. 1, Napoli 1962.

— *La tettonica del Gruppo del Monte Maggiore*, Boll. Soc. Natural. in Napoli, **72**, pp. 12, tavv. 2, Napoli, 1963.

Evans O. F., *The classification of wave formed ripple marks*, Journ. Sed. Petrol., **11**, pp. 37-41, 1941.

— *Ripple marks as an aid in determining depositional environnement and rock seguency*, Jour. Sed. Petrol., **19**, pp. 82-86, 1949.

Moore W. E., *Selective obliteration of fossils by dolomitisation*. Va. Jour. Sc., **5**, p. 302, 1954.

Geze B., *La dolomitisation des calcaires de la Montagne Noire et des Causses*. Bull. Soc. hist. nat. Toulouse, t. **84**, 1-2 trim., pagg. 113-128. Toulouse, 1949.

Ogniben L., *Stratigrafia e microfaune del Terziario nella zona di Caiazzo* (*Caiazzo*), Riv. ital. Pal. e Strat., **64**, n. 2, pp. 89-142, tab. 6; e ibid., n. 3, pp. 199-286, tavv. 8, Bologna, 1958.

Patton L. D., *Ripple marks of the merkle dolomite of Western Texas and their paleogeographic interpretation*, Jour. Sed. Petrol., **3**, pp. 77-82, 1933.

Pescatore T. e Vallario A., *La serie mesozoica nel gruppo del Monte Maggiore* (*Caserta*), Mem. Soc. Geol. It., **4**, pp. 11, tavv. 5, Bologna 1963.

Read W. F., *Evolution of corrosion zones in limestones and dolomite*, Geol. Soc. Am. Bull., **67**, pp. 1726. 1956.

Riviere A., *Sur la dolomitisation des sediments calcaires*. C.R. Séances Acad. Sc., t. **207**, pag. 597, Paris, 1939.

SARTONI S. e CRESCENTI U., *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale*, Giorn. Geol., s. 2ª, **29**, pp. 161-302, tavv. 52, Bologna 1962.

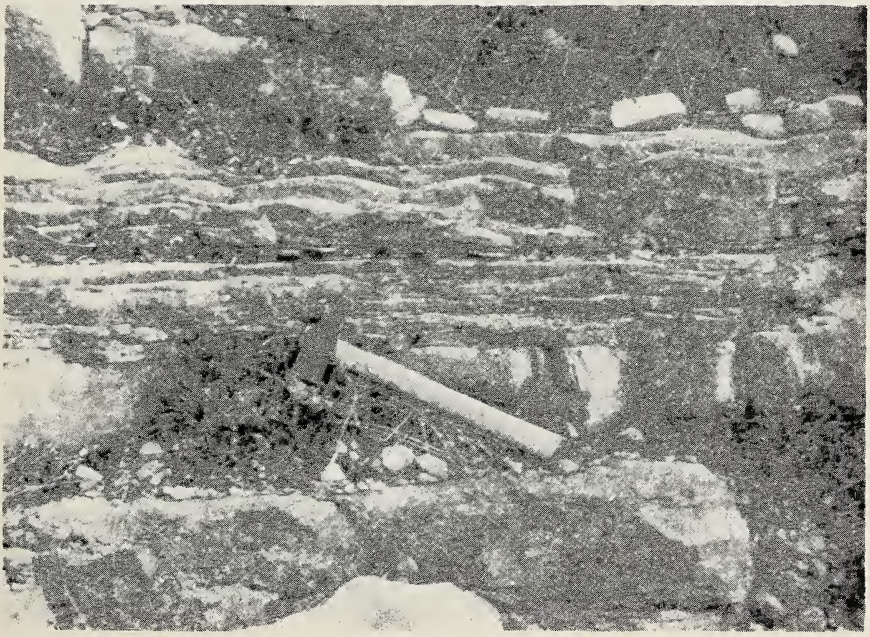
SCROSSO I., *Il Paleocene a Pietravairano*, Boll. Soc. Natural. in Napoli, **72**, Napoli 1963 (in corso di stampa).

SELLI R., *Sulla trasgressione del Miocene dell'Italia meridionale*, Giorn. Geol., s. 2ª, pp. 1-54, tavv. 9, Bologna 1957.

— *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*, Mem. Soc. Geol. It., 3, pp. 737-790, fig. 1, tav. Pavia 1962.

TEODOROVICH G. I., *Sur la genèse de la dolomite sedimentaire*, Ec. Geol. Helv., **51**, n. 3, pp. 767-774, Berna 1958.

WILSON C. B. e WILSON D. W., *Comprehensive analytical chemistry*, Elsevier Publishing Company, New York, 1956.



Impronte di fondo nelle dolomie calcarifere.

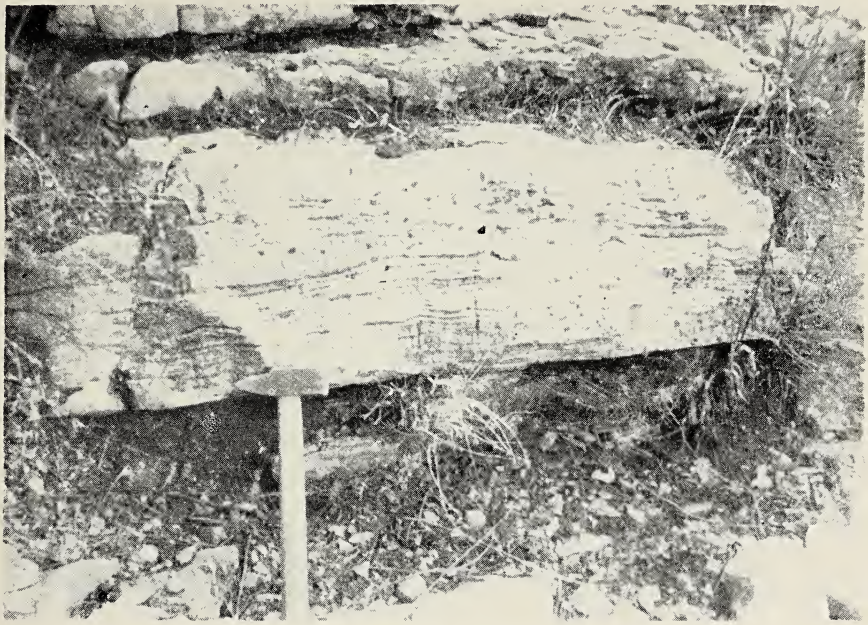


Fig. 1.

Fig. 2.

Impronte di fondo parzialmente (fig. 1) e totalmente (fig. 2) obliterate nelle dolomie saccaroidi.

Rilevamento topografico del fondo del Lago d'Averno (*)

Nota dei soci ALESSANDRO OLIVERI DEL CASTILLO e ERNESTO PERCOPO

(Tornata del 27 dicembre 1963)

Nel quadro di una campagna gravimetrica di dettaglio recentemente eseguita nella zona Averno-Mofete si è presentata la necessità di conoscere la topografia del lago d'Averno onde consentire il calcolo dell'effetto di vuoto, cui è dovuta l'alterazione delle misure di gravità. In particolare essendo state eseguite misure di g anche sull'acqua del lago, ove tale effetto è molto sensibile, è stato necessario predisporre la conoscenza della morfologia sommersa con la maggiore precisione possibile.

Invero già nel passato furono eseguite all'Averno misure batimetriche, ma i mezzi allora a disposizione non erano tali da consentire la precisione oggi necessaria, nè, del resto, i risultati sono stati di utilità pratica dal punto di vista degli studi morfologici. Nel 1897 GUNTHER riprodusse una carta batimetrica del lago; più recentemente l'Ing. CAIZZI effettuò uno studio particolareggiato del fondo e disegnò una carta batimetrica, della cui esistenza si legge in una comunicazione del Prof. PLATANIA, ma che non fu mai pubblicata. Infine il Prof. GIOTTO DAINELLI nella sua « Guida alle escursioni ai Campi Flegrei » riproduce in scala molto ridotta la batimetria dello Averno nelle linee più generali.

Perciò, in considerazione e della immediata necessità pratica presentatasi e dell'utilità che ne sarebbe derivata ai fini della estenzione delle conoscenze morfologiche della zona, con l'ausilio delle apparecchiature più moderne si è effettuato un rilevamento batimetrico molto accurato i cui risultati sono oggetto di questa nota.

(*) Questo lavoro è stato eseguito nel quadro della ricerca geofisica in corso ai Campi Flegrei, con i contributi del Consiglio Nazionale delle Ricerche, sotto la direzione del Prof. GIUSEPPE IMBÒ, Direttore dell'Istituto di Fisica Terrestre dell'Università di Napoli.

I. — Apparecchiatura adottata

Per il gentile interessamento della Prof.ssa Giuseppina Aliverti abbiamo ottenuto in prestito un equipaggiamento standard Echo-Sounder tipo MS.26-F della Kelvin & Hughes ed un batitermometro Askania entrambi facenti parte della dotazione del gabinetto di Meteorologia ed Oceanografia dell'Istituto Universitario Navale di Napoli.

Si ringrazia la Prof.ssa Giuseppina Aliverti per i preziosi suggerimenti sulla pratica utilizzazione degli strumenti messi a nostra disposizione.

L'Echo Sounder MS.26-F è un'apparecchiatura realizzata con grande accuratezza, che, per la semplicità del suo impiego e per la grande sensibilità degli apparati di misura, consente i rilievi del fondo dei bacini idrici, con fondali relativamente poco profondi, con grande precisione.

Rinviando alle note specializzate per l'illustrazione più dettagliata, ci si limita ad una breve descrizione delle caratteristiche strumentali dell'Echo Sounder per consentire una visione d'insieme dello strumento e del suo funzionamento. Nella Fig. 1 sono schematizzate le parti componenti costituite da un generatore di corrente continua [1], un apparato di distribuzione [2], un Registratore amplificatore [3], un Trasduttore fuoribordo [4] ed un comando a pedale [5]. Tutti questi elementi occupano uno spazio molto limitato e possono essere sistemati con facilità anche su imbarcazioni di modeste dimensioni, montati su appositi sostegni o anche semplicemente appoggiati sulle panche di una barca. Il Trasduttore va applicato mediante un apposito sostegno alla sponda dell'imbarcazione in modo che il contenitore degli elementi trasducenti risulti bene immerso nell'acqua. Il generatore di corrente continua, costituito da una comune batteria di piombo o ferro-nichel da 24 Volts, fornisce corrente all'apparato di distribuzione (attraverso l'interruttore principale ed i fusibili contenuti nella scatola del registratore amplificatore).

L'apparato di distribuzione ha tre funzioni: mediante un Convertitore Rotary trasforma l'alimentazione da corrente continua in corrente alternata a 115 Volts; la corrente alternata uscendo dal convertitore viene raddrizzata e trasformata nelle varie tensioni sia in continua che alternata necessarie al funzionamento delle varie parti dell'apparecchiatura; inoltre da tale apparato sono sviluppati gli im-

pulsi elettrici ad alta tensione occorrenti a far funzionare il Trasduttore trasmittente; tali impulsi sono regolati da un apposito interruttore nell'apparato registratore; una spia luminosa consente di verificare dall'esterno il funzionamento dell'apparato.

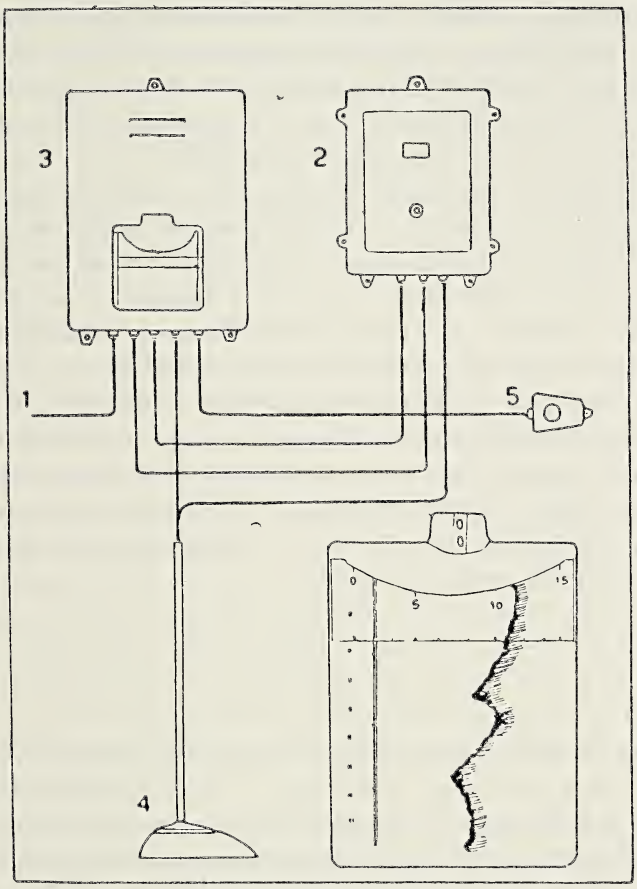


Fig. 1. — Unità componenti l'Echo Sounder MS - 26/F.

Il Trasduttore è composto da due unità trasducenti, una trasmittente e l'altra ricevente costituite da un pacco di sottili lamelle di nichel circondate da un filo a bassa resistenza; gli impulsi elettrici ad alta tensione attraversanti il filo provocano vibrazioni delle lamelle del Trasmittente e, conseguentemente, emissione di onde acustiche; inversamente le onde riflesse raggiungenti il ricevitore provocano vibrazioni delle lamine che sono immerse in un campo magnetico permanente, per cui nei suoi avvolgimenti vengono indotti piccoli

impulsi di tensione inviati al Registratore. Due riflettori a doppia volta incorporati nel Trasduttore dirigono l'uno le onde sonore trasmesse verso il basso, l'altro le onde riflesse verso l'unità ricevente. Gli impulsi di tensione inviati dal Trasduttore al registratore attraverso lo apposito cavo hanno ampiezza molto limitata; essi vengono notevolmente amplificati mediante un preamplificatore ed un amplificatore, contenuti nell'apparato Registratore-amplificatore, che consentono il raggiungimento di un'ampiezza sufficiente a che avvenga la registrazione; una apposita manopola regola il guadagno dell'amplificatore in modo da ottenere la registrazione più nitida.

Il meccanismo registratore incorpora un tamburo cilindrico ruotante a mezzo di un motore a velocità costante. Una penna o stilus è attaccata sul bordo del tamburo e ruotando attraversa il foglio di registrazione sul quale lascia tracce ben distinte al sopraggiungere degli impulsi elettrici. Le tracce corrispondono a un segnale costante ed intermittente che rappresenta la marca del tempo, un altro segnale fornisce l'istante di uscita degli impulsi dal Trasduttore trasmittente, che sono controllati mediante un apposito interruttore di trasmissione montato nel tamburo, un altro segnale indica l'istante di arrivo al Registratore degli impulsi captati dal Trasduttore ricevente, opportunamente amplificati. In tal modo il Registratore fornisce direttamente la soluzione dell'equazione:

$$h = \frac{V\,t}{2} \tag{1}$$

dove h è la profondità dello strato d'acqua al di sotto del Trasduttore, V è la velocità del suono nell'acqua, t l'intervallo di tempo tra la trasmissione dell'onda e la ricezione della sua riflessa dal fondo.

Per il Registratore è stata calcolata una velocità del suono pari a 1500 m/sec., che è la velocità media del suono nell'acqua di mare. Per un'interpretazione molto precisa delle registrazioni è necessario apportare opportune correzioni per la variazione della velocità delle onde acustiche nell'acqua al variare della temperatura e della salinità. La velocità è calcolata mediante la formula

$$V = 1410 + 4.21\,T - 0.037\,T^2 + 1.14\,S \tag{2}$$

dove V è la velocità in m/sec.; T è la temperatura in gradi centigradi; S la salinità in parti per mille.

Il Registratore può funzionare a due velocità, relative ciascuna ad un'intervallo di profondità diverse; ad alta velocità, da usare per fondali bassi da 0 metri fino ad un massimo di 80 metri; a bassa velocità per fondali più profondi da 0 metri a 160 metri.

Per le registrazioni di fondali maggiori di 15 o 30 m. a seconda della velocità del tamburo usata, si deve effettuare un'operazione di cambiamento di scala che consiste nel ruotare rapidamente, mediante un'apposita manopola, durante la registrazione, la posizione dello zero della penna. Tale operazione può essere compiuta 5 volte, corrispondenti ciascuna ad uno spostamento dello 0 di 60°, in modo che la sesta rotazione riporti la penna nella posizione iniziale. Ciascun intervallo di scala indaga un campo di 15 o 30 m., rispettivamente ad alta o bassa velocità. Lo strumento è però calcolato in modo tale che le scale risultino sovrapposte di 5 o 10 metri; in modo che nella seconda posizione la profondità misurata va da 10 a 25 o da 20 a 50 metri. In pratica perciò i cambiamenti di scala possibili sono 8 invece di 5; tale accorgimento consente di non perdere la registrazione nel caso di un'improvvisa inversione dell'andamento del fondo che possa venire registrata durante l'operazione di cambiamento di scala.

Il principio sul quale è basata l'estensione della profondità misurabile è molto semplice: esso si ottiene con l'anticipazione del segnale di uscita che avviene prima che la penna abbia raggiunto la carta di registrazione e quindi l'intervallo di tempo tra questo e la registrazione dell'impulso riflesso diventa maggiore, consentendo all'onda acustica di effettuare un percorso maggiore. Per tale motivo il segnale di uscita non viene più registrato fuori della prima scala, ma poichè è nota la profondità (registrata) all'atto del cambiamento di scala, tale segnale è superfluo.

Poichè il Trasduttore viene disposto in acqua ad una certa profondità (generalmente un metro è sufficiente), e la registrazione indica il percorso effettuato dall'onda acustica a partire dalla base inferiore del Trasduttore e ritornare ad esso, il Registratore è fornito di apposite guide degli interruttori di trasmissione (vedi sopra), che possono essere regolate in modo da variare sul foglio di registrazione l'inizio del segnale di trasmissione, che può essere facilmente portato a coincidere con la posizione corrispondente alla profondità del Trasduttore rispetto alla posizione di riferimento (profondità *O*), indicata dal margine sinistro delle marche del tempo. La profondità del Trasduttore va misurata ogni qual volta esso viene sistemato ex novo alla imbarcazione.

La carta di registrazione è mossa verso il basso da appositi rulli ed ingranaggi a velocità costante pari a 25 mm. per minuto. La carta di registrazione è di tipo speciale (Teledeltos) sensibile al calore e la registrazione avviene al sopraggiungere degli impulsi generati dall'onda riflessa o, per i segnali costanti, per la chiusura dei circuiti prodotta meccanicamente.

2. — Precisione del rilevamento

Prima di iniziare il rilevamento batimetrico, si è reso necessario un accurato studio preventivo onde fissare il criterio operativo che, in relazione alla particolare morfologia del lago, apparisse quale il più idoneo al superamento delle difficoltà di ordine pratico ed al tempo stesso consentisse la più fedele riproduzione del fondo lacustre.

La carta catastale (scala 1 : 2000) della zona in esame forniva un numero sufficiente di punti noti, facilmente identificabili, tali da permettere di avere lungo tutto il bordo del lago dei precisi caposaldi di riferimento a cui appoggiare il rilevamento batimetrico. L'ubicazione di tali caposaldi, posti pressocchè ad intervalli regolari, lungo le sponde, è stata rapidamente effettuata con l'uso di una rollina metrica.

Gli allineamenti per i profili batimetrici potevano essere realizzati con cavi di nylon, con galleggianti di riferimento posti ad intervalli uguali. L'assenza di moto ondoso e le particolari condizioni di calma della superficie del lago consentivano questa soluzione.

Il problema principale restava dunque quello di stabilire quali fossero gli allineamenti lungo i quali si sarebbe dovuta effettuare la registrazione ecometrica. La morfologia esterna indicava che le forti pendenze delle pareti crateriche dovessero continuare anche al di sotto della superficie del lago; caratteristica del resto comune alla maggior parte dei laghi craterici. Si è vista quindi la necessità di effettuare un'indagine particolarmente accurata lungo le coste, ove le forti variazioni di profondità avrebbero facilmente potuto indurre ad errori.

Il giorno 20 aprile c. a. furono portate al lago d'Averno le apparecchiature necessarie e montate su di un'imbarcazione munita di motore fuoribordo, di grandezza sufficiente per la comoda sistemazione del pilota e dell'operatore. Controllato il funzionamento dell'Echo Sounder, dopo aver misurato la profondità in acqua del Trasduttore (vedi paragr. 1), si iniziò il rilevamento.

Una prima esplorazione di insieme ha portato all'individuazione di una piattaforma perfettamente pianeggiante nella zona centrale del lago, alla profondità di circa 34 metri ed ha confermato la prevedibile forte pendenza del fondo in corrispondenza delle pareti crateriche.

Queste constatazioni fornivano gli elementi necessari per stabilire il miglior criterio operativo e quindi consentivano l'inizio del rilevamento sistematico.

Si è stabilito di effettuare un profilo diametrale da sponda a sponda per avere una registrazione continua attraverso l'intero bacino e di seguire, per lo studio sistematico, una poligonale costituita da successivi allineamenti di poco discosti dal bordo del lago (vedi Tav. I). La poligonale, come il profilo diametrale, è stata realizzata con cavi di nylon sottesi da caposaldi prefissati; dei galleggianti sono stati posti a distanza nota da tali caposaldi per l'individuazione dell'inizio e della fine del profilo ecometrico; sulla registrazione mediante il comando a pedale, veniva lasciato il segnale di partenza e di arrivo in corrispondenza di detti galleggianti. In tal modo, mantenendo costante la velocità dell'imbarcazione e tenendosi perfettamente allineati nella direzione del cavo, si otteneva la registrazione continua delle profondità tra i due punti noti.

Inoltre, onde consentire l'esatta visione della pendenza delle pareti crateriche verso il centro del lago, sono stati previsti numerosi profili radiali limitati ad un breve percorso, con inizio in corrispondenza della piattaforma a profondità costante fino al raggiungimento della pendenza uniforme del fondo in prossimità della riva (vedi Tav. I).

Tali profili sono stati realizzati in maniera differente rispetto a quelli lungo la poligonale; infatti si è preferito adottare l'individuazione del punto in acqua a mezzo di uno strumento ottico da terra. Posto in stazione lo strumento ottico, munito di reticolo diastimometrico, su di un caposaldo noto e traguardando un altro punto noto sulla sponda opposta del lago si stabiliva l'allineamento che l'imbarcazione avrebbe dovuto seguire durante la registrazione. Su una stadia montata a bordo in posizione pressochè verticale riusciva agevole per l'operatore a terra, in relazione alla limitata velocità dell'imbarcazione ed alla calma della superficie lacustre, leggere la distanza di partenza e di arrivo, in corrispondenza dei segnali di inizio e fine della registrazione comunicati dall'operatore a bordo. Poichè il segnale di partenza veniva dato ad imbarcazione ferma e quello di arrivo

a pochi metri da terra, l'errore nella valutazione delle distanze lette alla stadia poteva ritenersi trascurabile ai fini dell'elaborazione grafica dei dati.

3. — Interpretazione dei diagrammi

Per ottenere gli esatti valori delle profondità del bacino lacustre bisognava apportare correzioni ai valori registrati in rapporto alla variazione della velocità del suono, funzione della temperatura e della

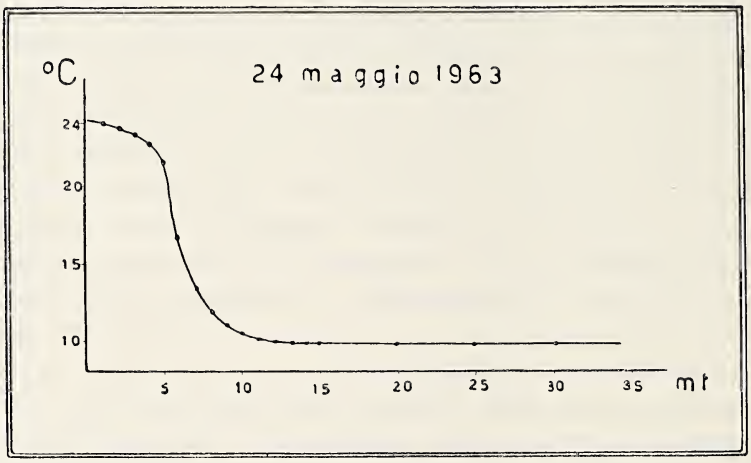
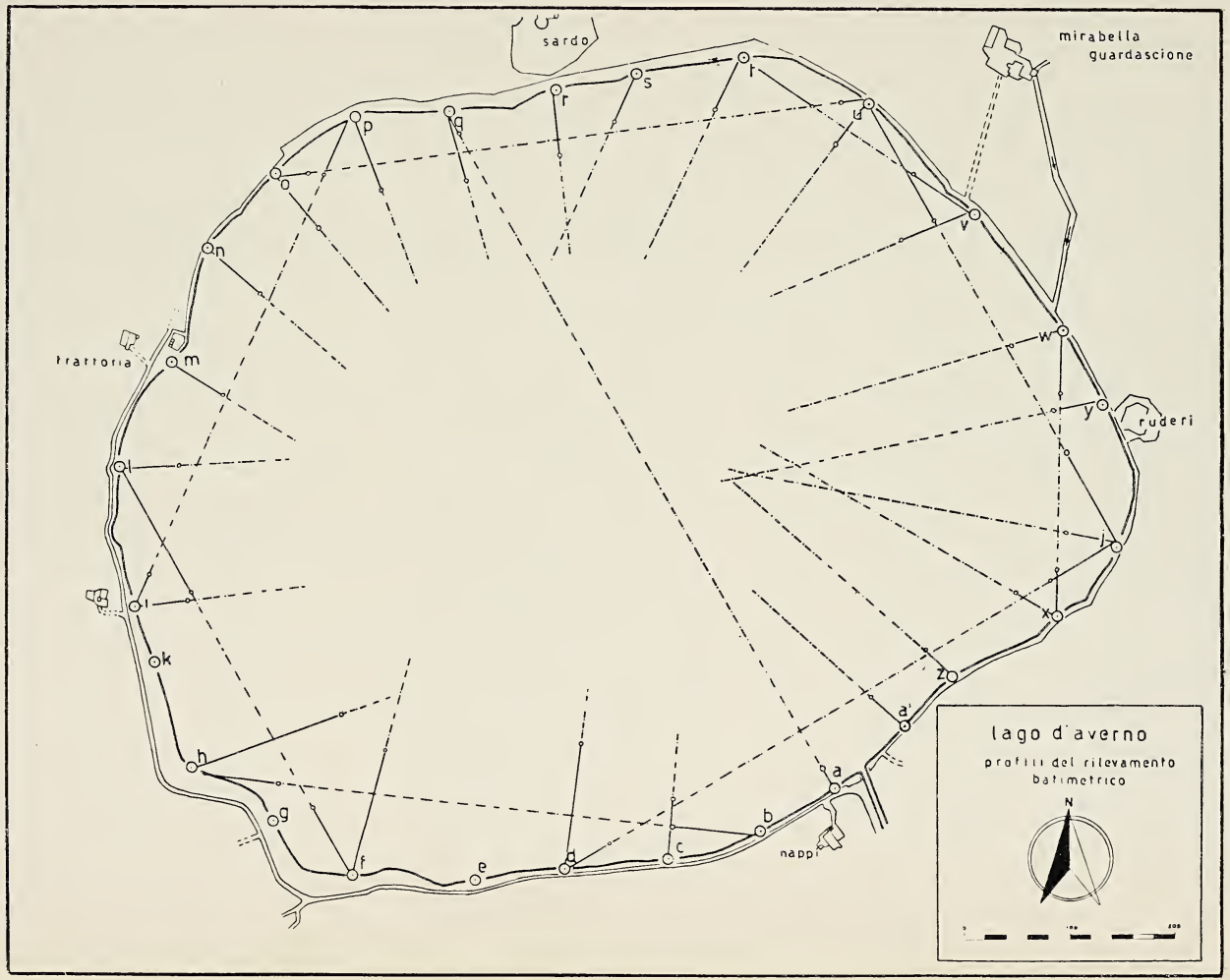


Fig. 2. — Diagramma batitermometrico del lago d'Averno.

salinità dell'acqua, rispetto a quella media di riferimento assunta dalla casa per la taratura dello strumento.

Prendendo spunto dalla necessità di conoscere la temperatura media delle acque, si è ritenuto opportuno eseguire al lago d'Averno un rilevamento termometrico di dettaglio, che consentisse anche deduzioni di carattere più generale in connessione alla presenza nel lago di sorgenti termali.

Le numerose misure eseguite su una vasta rete di punti hanno consentito l'accurato esame delle temperature nelle acque del lago, il cui andamento qualitativo presenta caratteristiche comuni a quelle degli altri bacini lacustri. Nella fig. 2 si riporta un diagramma dello andamento della temperatura dalla superficie al fondo in corrispondenza della zona centrale del lago che può essere assunto come riferimento in quanto su tutto il lago, nei punti di osservazione, l'andamento dalla superficie al fondo è risultato identico anche in corri-


sardo
mirabella
guardascione
trattoria
ruderi
nappi
lago d'averno
profili del rilevamento
batimetrico
N
a
a'
b
c
d
e
f
g
h
i
k
l
m
n
o
p
q
r
s
t
u
v
w
x
y
z

spondenza di profondità minori. Per integrazione grafica della curva indicata, resa legittima dalla assimilabilità ad un cilindro del volume occupato dalle acque del lago, data la forte pendenza delle pareti, si è ottenuto il valore medio della temperatura pari a 12,3°. Il diverso valore deducibile in corrispondenza delle zone più vicine alla costa, dove i fondali sono più bassi, non è stato preso in considerazione in quanto l'entità delle correzioni, dovute all'effetto termico, poichè funzioni della profondità, è trascurabile.

Dall'esame di una serie di campioni è stato possibile determinare, con un normale densimetro, la densità apparente dell'acqua del lago, risultata pari a 1,015 gr/cmc. Dalla tabella fornita dalla casa risulta che a tale valore della densità, alla temperatura tra 12° e 14°, corrisponde la salinità in parti per mille pari a 20. Introducendo nell'equazione 2), § 1, i valori determinati di temperatura e salinità si è ottenuta la velocità media del suono nell'acqua del lago di 1479 m/sec. Alla massima profondità registrata, di 34 metri, corrisponde una correzione additiva di 0,48 metri.

I valori delle profondità letti sulle registrazioni sono stati riportati su ciascun profilo riprodotto sulla carta del lago in scala 1 : 2.000 con intervalli corrispondenti a distanze lineari reali di 10 metri.

La riproduzione sui profili radiali e trasversali ha consentito di verificare la coincidenza delle profondità osservate nei punti di intersezione. La fitta rete di punti quotati, in tal modo ottenuti, ha consentito, per interpolazione grafica, la fedele riproduzione topografica del fondo lacustre (riportata nella Tav. II f.t.), dove le isoipse sono state costruite con equidistanza di 5 metri e di 1 metro per le zone a minor pendenza.

4. — La carta topografica del fondo

La carta topografica costruita pone assai bene in evidenza le caratteristiche del cratere sommerso, la cui visione suggerisce alcune particolarità di un certo interesse.

La forma tronco-conica del bacino è caratteristica; la vasta piattaforma che si osserva in corrispondenza della zona centrale del lago è perfettamente giustificata dall'accumulo di sedimenti leggeri di origine eolica, alluvionale e piroclastica che hanno costruito sul fondo uno spesso strato di limo, il quale per la sua fluidità ha assunto giacitura orizzontale. Probabilmente la profondità del cratere all'origine fu notevolmente maggiore di quanto appaia attualmente, come lascia

dedurre insieme all'accumulo di sedimenti certamente notevole, anche l'eccessiva estensione della piattaforma di fondo rispetto all'ampiezza del cratere stesso in corrispondenza della superficie del lago.

Mentre nel suo insieme l'andamento delle pareti appare molto regolare, al più dettagliato esame esso consente deduzioni sull'evoluzione morfologica del cratere.

Da un lato la maggiore conservazione delle pareti sommerse rispetto a quelle subaeree del cratere si accorda con la presenza dello scudo acqueo agli agenti atmosferici, tuttavia alcune coincidenze negli andamenti topografici, subaerei e subacquei, lascerebbero dedurre che in un tempo relativamente recente il cratere possa essere stato totalmente o quasi emerso (*).

Sono tipiche le evoluzioni morfologiche avvenute durante il periodo di sommersione: evidenti alcune conoidi lungo i bordi dovute all'accumulo del materiale alluvionale riversatosi nel lago in corrispondenza dei canali di scarico, naturali ed artificiali, esistenti lungo le pareti emerse. Nitido è pure il più dolce declivio della parete Est del cratere determinato dalla recente eruzione del limitrofo Monte Nuovo.

La possibilità che una parte della evoluzione morfologica sia stata subaerea è indicata dalla presenza sulla parete Nord del cratere, nell'area sommersa, dello sperone tufaceo chiaramente visibile sulla carta ed il cui modellamento sembra potersi attribuire a fenomeni di erosione. La piccola separazione tra i due blocchi, emerso e sommerso, in corrispondenza della costa, può essere attribuita all'opera dell'uomo che ha reso coltivabile l'intera fascia circumlacustre. Inoltre sia sulla parete Nord che su quella Sud appaiono distinte le tracce di ben conservati solchi la cui formazione, pur potendo essere dovuta a fattori occasionali, sembra legittimamente attribuibile alla normale azione delle acque dilavanti.

Mentre l'incognita età del vulcano non consente di affermare che il medesimo sia stato interessato dai fenomeni eustatici connessi all'ultima glaciazione, l'accentuato fenomeno bradisismico, a cui è soggetta l'intera zona flegrea, potrebbe da solo giustificare l'interpretazione su esposta.

Si ringrazia vivamente il Prof. Giuseppe Imbò per i consigli forniti nel corso della realizzazione del presente lavoro.

Istituto di Fisica Terrestre, Università di Napoli, dicembre 1963.

(*) Parascandola [12], p. 77.

RIASSUNTO

Mediante un accurato rilevamento ecometrico è stato possibile costruire la carta topografica (equidistanza tra le isoipse 5 metri) del fondo del lago d'Averno.

Il risultato ha consentito alcune osservazioni di carattere morfologico sull'evoluzione dell'originario cratere.

SUMMARY

By means of a careful echo-sounding survey on the Averno's lake, a topographie map of bottom has been drawn (the contour lines are drawn every 5 m.).

The result has allowed some morphological deductions regarding the evolution of the original crater.

BIBLIOGRAFIA

[1] Aliverti G., *Lezioni di Meteorologia ed Oceanografia.* Napoli, Liguori Edit., 1962.

[2] Caloi P., *Termologia del lago di Bracciano: onde interne.* Annali di Geofisica. Vol. XII, n. 1, Roma (1959).

[3] Dainelli G., *Guida alle escursioni ai Campi Flegrei.* Atti XI Congr. Geogr. Ital., Napoli, 1930.

[4] Günter R. T., *Contribution to the study of Eart-Movements in the Bay of Naples.* Oxford, Parker & Son - Rome, E. Loescher & Co, 1903.

[5] Imbò G., *Appunti dalle lezioni di Vulcanologia.* Napoli, Centro Univer. Editoriale, ORUN.

[6] Oliveri Del Castillo A., *Studio del bradisisma flegreo mediante osservazioni mareografiche.* Atti X Convegno Ann. Ass. Geof. Ital. (Roma, 18-19 Novembre 1960), pp. 207-213, Roma.

[7] Oliveri Del Castillo A., *Il bradisisma dell'isola d'Ischia.* Atti XI Convegno Ann. Ass. Geof. Ital. (Roma, 15-16 Novembre 1961), pp. 319-324, Roma.

[8] Oliveri Del Castillo A., Percopo E., *Rilevamento gravimetrico di dettaglio ai Campi Flegrei (Averno-Mofete).* Annali Osservatorio Vesuviano, Vol. V (serie VI), Napoli, 1964 (In corso di stampa).

[9] Oliveri Del Castillo A., Percopo E., *Misure gravimetriche al lago d'Averno.* Atti XIII Convegno Ann. Ass. Geof. Ital. (Roma, 21-22-23 Novembre 1963), Roma.

[10] Parascandola A., *Il bacino idrotermale del Lucrino e dell'Averno nei Campi Flegrei.* Boll. Soc. Naturalisti in Napoli, Vol. XLVIII, 1936.

[11] Parascandola A., *Il Monte del Pericolo nei Campi Flegrei.* Idem.

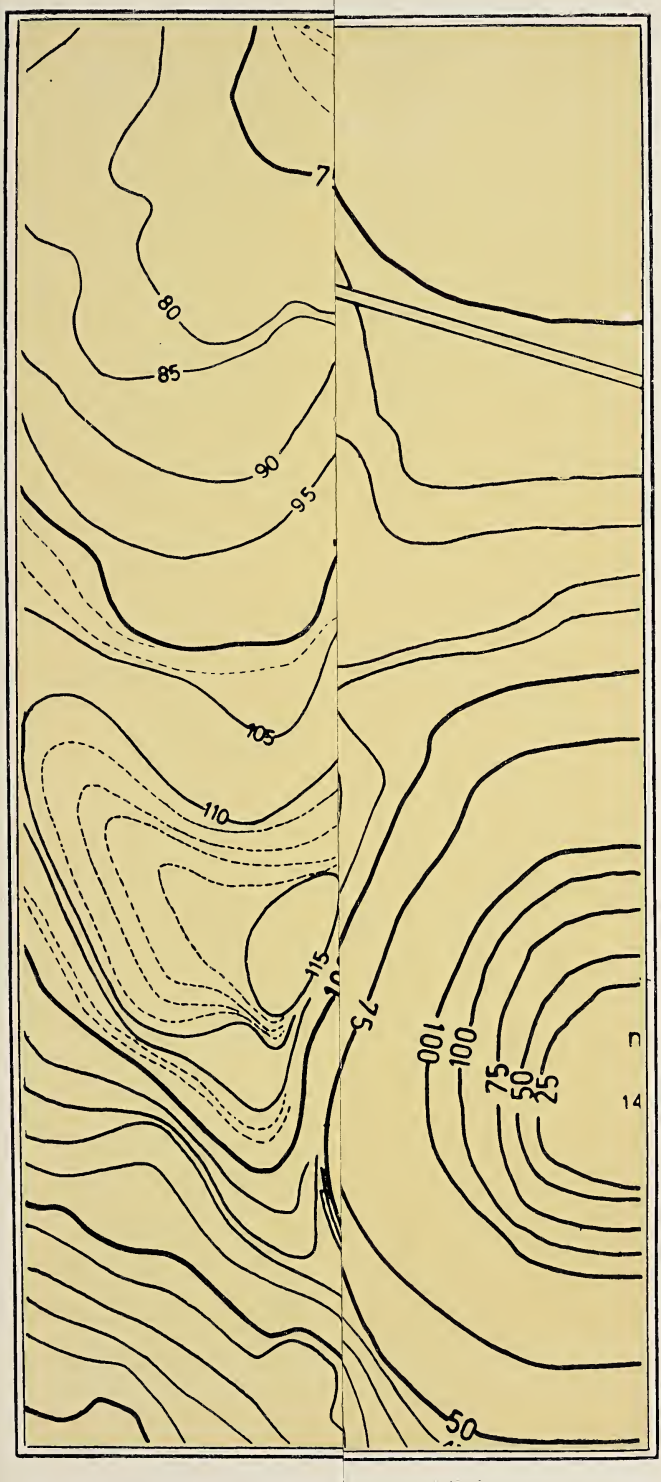
[12] Parascandola A., *Il Monte Nuovo ed il lago d'Averno.* Boll. Soc. Naturalisti in Napoli, Vol. LV, 1944-46.

[13] Parascandola A., *I fenomeni bradisismici del Serapeo di Pozzuoli.* Napoli, Stabilimento Tipografico G. Genovese, 1947.

[14] Platania G., *Ricerche Geofisiche sul lago d'Averno.* Atti XI Congr. Geogr. Ital., Vol. II, Napoli, 1930.

[15] Platania G., *Il lago d'Averno e gli altri laghi flegrei.* Boll. Soc. Naturalisti in Napoli, Vol. XLI, 1929.

[16] Witting A., *Il problema portuale di Napoli ed il lago d'Averno.* Atti R. Ist. Incoraggiamento, Vol. VIII, Napoli 1930.


80
85
90
95
105
110
115
75
100
100
75
50
25
50
14

lago d'averno
0
m.
500

La fauna ad ammoniti di M. Bulgheria (Salerno)

Nota della Dott. CARMELA BARBERA
presentata dal socio Prof. ANGIOLA MARIA MACCAGNO (1)

(Tornata del 27 dicembre 1963)

In questo lavoro si vuol descrivere una fauna ad ammoniti liassiche raccolta di recente nella zona di M. Bulgheria, Cilento meridionale (Tavoletta Camerota F. 209 II S. E.; Tavoletta Policastro Busentino F. 210 III S. O.).

Sotto il nome unico di M. Bulgheria ho raggruppato quella serie di alture che, circondando il monte così chiamato, giungono sino al mare.

Il primo a segnalare faune a cefalopodi nella regione è Di Stefano (1894) che in un suo lavoro sulla geologia della zona parla di un complesso di marne gialle ad ammoniti con:

Hildoceras bifrons (Bruguiere)
Hildoceras levisoni (Simpson)
Leioceras opalinum (Reinecke).

Più recentemente Scandone, Sgrosso e Bruno (1963) in un loro lavoro sulla geologia della zona hanno segnalato la presenza di una più ricca fauna di ammoniti. Gli esemplari da loro raccolti hanno fornito la maggior parte del materiale di questo lavoro.

In seguito mi sono personalmente recata nelle singole località ove erano segnalate le marne gialle ad ammoniti ed ho raccolto abbondante materiale che ha ulteriormente arricchito la fauna studiata.

---

(1) Questo lavoro è stato eseguito con il contributo del C.N.R. nell'ambito delle ricerche geo-paleontologiche nell'Italia centro-meridionale sotto la direzione della Prof. Angiola Maria Maccagno, Direttore dell'Istituto di Paleontologia dell'Università di Napoli.

Ringrazio la Prof. A. M. Maccagno, Direttore dell'Istituto di Paleontologia, il Prof. F. Scarsella, Direttore dell'Istituto di Geologia per i loro preziosi consigli nell'elaborazione di questo lavoro.

Ringrazio i Dott. Scandone dell'Istituto di Geologia dell'Università di Napoli, Sgrosso del Servizio Geologico e Bruno dell'Istituto di Botanica dell'Università di Roma per avermi fornito gran parte degli esemplari oggetto del mio lavoro.

Le ammoniti provengono dalle seguenti località:

a) M. Bulgheria, località Vrugolego, al di sopra di sorgente Remite

b) Valle di Tragara, lungo la strada per Licusati

c) Toppa La Carpinosa

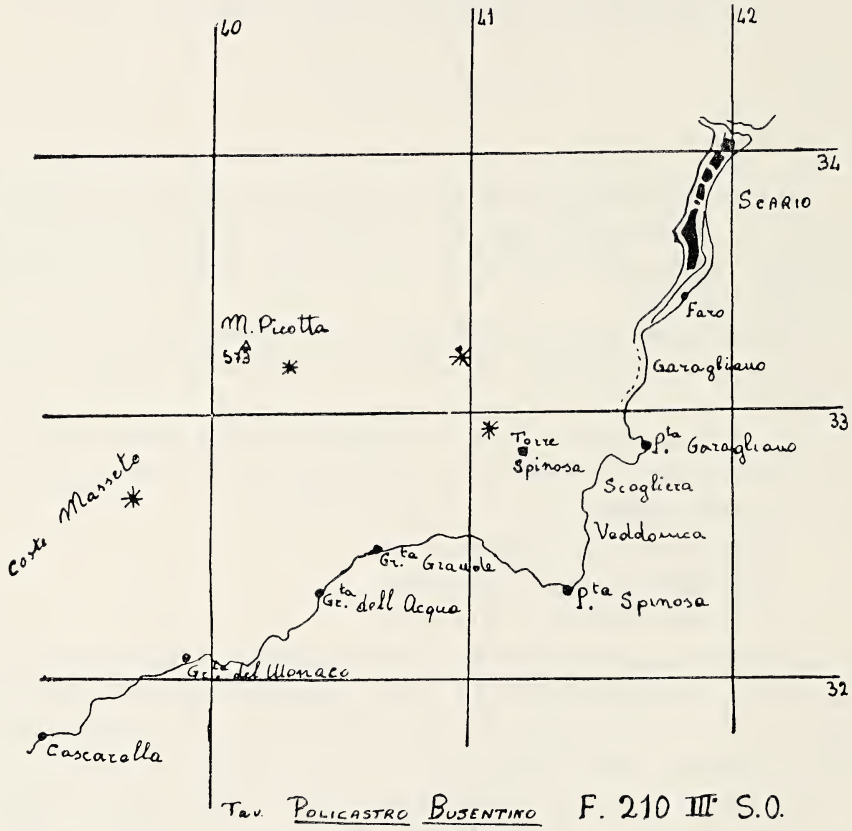


Fig. 1. — Posizione Topografica degli affioramenti di marne gialle ad ammoniti presso Scario. Con l'asterisco sono segnate le località fossilifere. Scala 1:30000.

d) Toppa Caruselle

e) M. Picotta, sopra torre Spinosa, presso Scario

f) Serra Pornia.

Le principali località fossilifere sono indicate negli schizzi topografici delle figure 1-2 nel testo.

Tutte le ammoniti provengono dal « complesso delle marne gialle ad ammoniti ». Esso consta di un'alternanza di calcari, calcareniti leggermente marnosi e stratificati e marne.

Associati alla fauna ad ammoniti sono stati rinvenuti abbondanti brachiopodi, aptici, lamellibranchi, crinoidi (entrochi). È da tener presente che analogamente a quanto avviene in altre parti non si tro-

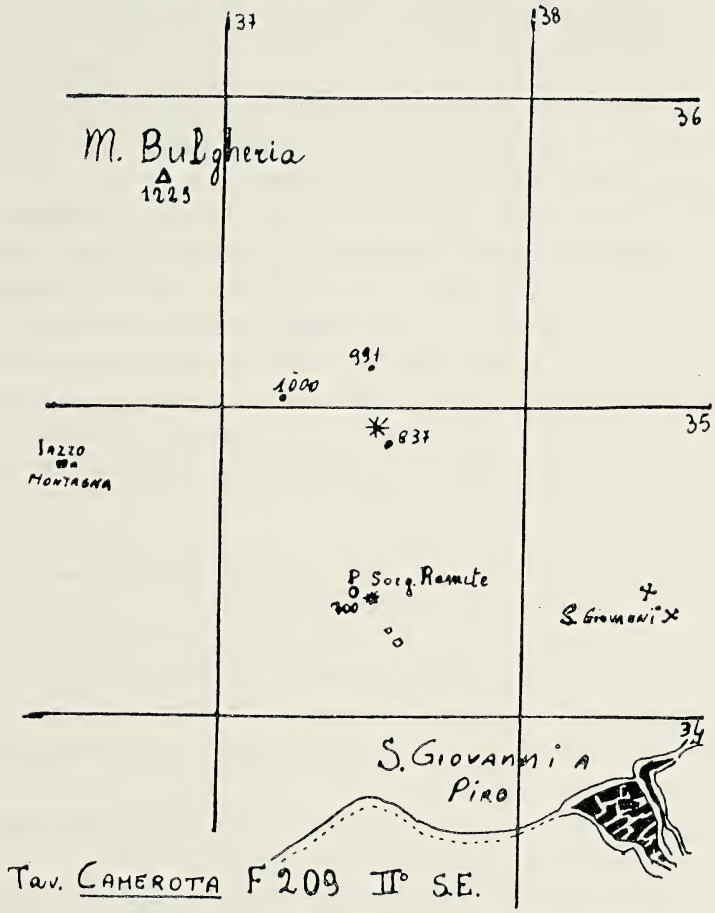


Fig. 2. — Posizione stratigrafica degli affioramenti delle marne gialle ad ammoniti di M. Bulgheria (Vrugolego). Con l'asterisco sono segnate le località fossilifere. Scala 1:25000.

vano mai nello stesso punto ammoniti ed aptici assieme ma essi pur appartenendo allo stesso livello si trovano sempre in luoghi diversi.

Data la particolare natura del materiale, (calcari e calcareniti compatti e solo leggermente marnosi), è stato difficile isolare le ammoniti. Le forme isolate erano nella maggior parte dei casi già messe in evidenza dagli agenti esterni. Per ricavarne i rapporti diametrali,

ove non era possibile in altro modo, sono state fatte delle sezioni orientate passanti per la camera embrionale.

Poichè non sempre le fotografie sono state chiare ho dovuto eseguire dei disegni da fotografia che per la loro schematicità risultano di più immediata comprensione.

La posizione stratigrafica del complesso è ben definita in quanto riposa sopra dei calcari grigi a crinoidi del Lias medio ed è superiormente a contatto stratigrafico con calcari detritici, pseudoolitici a loro volta coperti dalla scogliera titonica.

Posso inoltre datare la base e la parte alta del complesso, considerando infatti le ammoniti raccolte nei singoli livelli posso affermare di aver rinvenuto nella parte basale *Canavaria haugi* (Gemmellaro), specie tipica del Domeriano e rinvenuta sia a M. Domaro che a Taormina, mentre nella parte alta del complesso ho rinvenuto *Leioceras opalinum* (Reinecke) specie tipica dell'Aalenino ed in particolare della zona che porta il suo nome che rappresenta l'Aaleniano più basso.

La successione stratigrafica delle varie forme di ammoniti à rappresentata nella II tavola nel testo.

Poco più sopra ho detto che la specie *Leioceras opalinum* (Reinecke) è tipica dell'Aaleniano, in questo modo ho accettato l'esistenza del piano Aaleniano tanto controversa.

Arkell (1956) afferma che l'Aaleniano non esiste ma le tre zone ad ammoniti che lo costituiscono fanno parte del Dogger inferiore ed in particolare del Baiociano.

Donavan (1958) per la formazione del « Rosso Ammonitico » include l'Aaleniano nel Lias.

I geologi francesi tra cui Gignoux e Termier ammettono l'esistenza di questo piano e lo includono nel Lias.

I geologi tedeschi con alla testa Haug ammettono anche loro l'esistenza del piano e lo includono nel Dogger.

In questo lavoro io accetto le decisioni del congresso internazionale del Lussemburgo ed ammetto l'esistenza di questo piano; lo considero stratigraficamente facente parte del Dogger ma contemporaneamente lo considero facente parte della parte più alta del Giurassico inferiore al passaggio con il Giurassico medio rappresentato dal Bajociano-Batoniano.

Una fauna per molti aspetti simile alla mia è stata studiata di recente da Fantini (1962) per M. Domaro.

La fauna da me studiata si compone di centosei individui raggruppati in 15 generi e 27 specie. Essa si trova attualmente presso il Museo di Paleontologia dell'Università di Napoli.

Faccio seguire l'elenco delle specie da me prese in esame secondo l'ordine sistematico proposto nel *Treatise of invertebrate paleontology* di Moore (1956).

Genere *Calliphylloceras* Spath 1927
Calliphylloceras spadae (Meneghini)
Genere *Lytoceras* Suess 1865
Lytoceras dorcadis (Meneghini)
Lytoceras (*Thysanolytoceras*) *cornucopiae* (Young & Bird)
Lytoceras sp.
Genere *Dactylioceras* Hyatt 1867
Dactylioceras annulatiforme (Bonarelli)
Dactylioceras sp.
Genere *Collina* Bonarelli 1893
Collina aculeata Parrisch e Viale
Genere *Catacoeloceras* Buckman 1923
Catacoeloceras sp.
Genere *Canavaria* Gemmellaro 1886
Canavaria haugi (Gemmellaro)
Genere *Fontanelliceras* Fucini 1931
Fontanelliceras fontanellense (Gemmellaro)
Genere *Harpoceras* Waagen 1869
Harpoceras falciferum (Sowerby)
Genere *Hildoceras* Hyatt 1867
Hildoceras bifrons (Bruchière)
Hildoceras sublevisoni Fucini
Hildoceras sublevisoni raricostatum Mitzopulos
Hildoceras semipolitum Buckman
Hildoceras caterinii Merla
Genere *Mercaticeras* Buckmann 1913
Mercaticeras mercati (Hauer)
Genere *Phymatoceras* Hyatt 1867
Phymatoceras elegans Merla
Genere *Brodieia* Buckman 1898
Brodieia gradata (Merla)
Brodieia alticarinata (Merla)
Genere *Erycites* Gemmellaro 1886
Erycites sp.

Genere *Ludwigia* Bayle 1878
Ludwigia sp
Genere *Leioceras* Hyatt 1867
Leioceras opalinum (Reinecke).

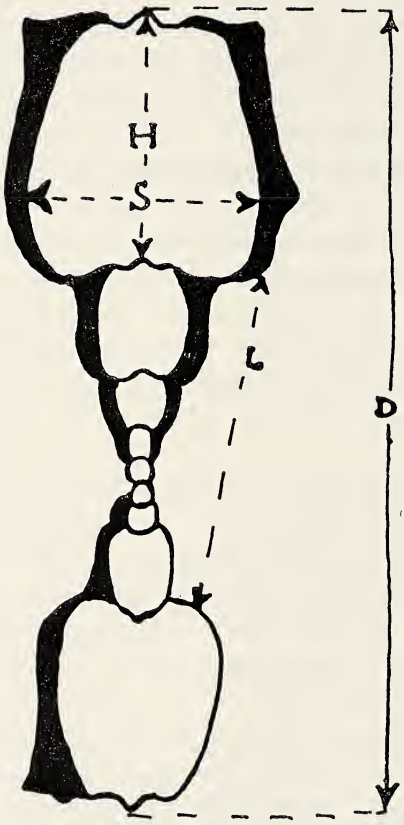


Fig. 3. — Sezione di giro di ammonite con spiegazione della nomenclatura usata nel dare i rapporti biometrici.

D = diametro; H = altezza dall'ultimo giro; S = spessore dell'ultimo giro; L = larghezza dell'ombelico. (Ridisegnato da Erben).

Prima di iniziare le descrizioni paleontologiche delle singole specie voglio premettere alcune considerazioni di carattere generale.

La classificazione da me usata in questo lavoro è quella di Arkell, Fischer, Wright e Donovan del *Treatise on invertebrate Paleontology* edito da R. C. Moore.

Tutta la sinonimia riportata è stata attentamente esaminata ed ho riportato i lavori a parer mio più importanti.

Non descrivo le forme già ampiamente descritte, ma confronto le forme in mio possesso con quelle citate in sinonimia.

Prima di iniziare le descrizioni sistematiche voglio dare spiegazione della terminologia da me usata nell'indicare le misure ed i rapporti biometrici (Figura 3 nel testo). Oltre ai valori assoluti delle dimensioni degli esemplari ho considerato per ogni singola specie i rapporti relativi al diametro dell'altezza dell'ultimo giro (H), dello spessore dell'ultimo giro (S), e della larghezza dell'ombelico (L) e li ho indicati rispettivamente con $\frac{H}{D}$, $\frac{S}{D}$ e $\frac{L}{D}$; ho considerato inoltre lo spessore relativo dell'ultimo giro che ho indicato con $\frac{S}{H}$.

Descrizione paleontologiche

Tipo MOLLUSCA
Classe CEPHALOPODA
Ordine *Ammonoidea*
Sottord. *Phylloceratina* Arkell 1950
Superfam. *Phylloceratacea*e Zittel 1884
Famiglia. *Phylloceratidae* Zittel 1884
Sottofam. *Calliphylloceratinae* Spath 1927
Genere *Calliphylloceras* Spath 1927.

Calliphylloceras spadae (Meneghini)

(Fig. testo 4-5, Tav. I fig. 1-2, Tav. testo I fig. 3)

1867-81 *Ammonites* (*Phylloceras*) *spadae* Meneghini - pp. 93, tav. XIX, fig. 1-4.
1915 *Phylloceras spadae* Principi - tav. XV, fig. 3-5.
1936 » » Negri - pp. 161, tav. II, fig. 2 (cum syn).
1939 » » Ramaccioni - pp. 161, tav. XI, fig. 2.

Conchiglia abbastanza involuta, fianchi degradanti leggermente verso l'ombelico. Area ombelicale abbastanza ampia; area esterna priva di carena.

Linea lobale con prima sella laterale tetrafilla e selle successive rispettivamente trifille, difille, monofille.

DIMENSIONI:	D	H	S	L	H/D	S/D	L/D	S/H
mm.	55	30	15	6	0,54	0,29	0,10	0,5

Nella fauna da me studiata ho rinvenuto un solo esemplare di *Calliphylloceras spadae* (Meneghini) in ottime condizioni di fossilizzazione. Ho anche la relativa controimpronta.

Il modello interno da me studiato presenta la superficie dei fianchi coperta da una sottile e leggera patina limonitica che permette di osservare in tutti i particolari la caratteristica linea lobale. Ho potuto metterla ulteriormente in evidenza disegnandola al microscopio con inchiostro di china e con un pennino molto sottile.

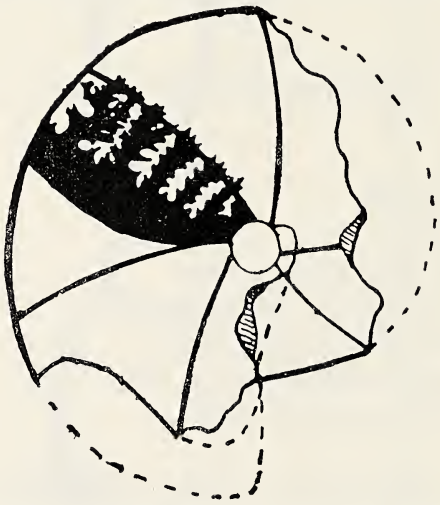


Fig. 4. — *Calliphylloceras spadae* Meneghini (disegnato da fotografia) grandezza naturale.

L'individuo corrisponde perfettamente al tipo di Meneghini descritto da Negri nella sua revisione delle ammoniti liassiche lombarde (1933).

Non faccio alcuna discussione sulla specie in esame in quanto, corrispondendo il mio individuo a quello descritto dal Negri, ritengo valida quella fatta per il tipo.

L'ombelico che è uno dei principali elementi diagnostici della specie è parzialmente riempito da materiale marnoso.

Distribuzione stratigrafica: *Calliphylloceras spadae* (Meneghini) è limitato stratigraficamente al Toarciano e si rinviene di frequente nella parte medio superiore di questo piano. Molto raramente si rinviene nel Toarciano inferiore.

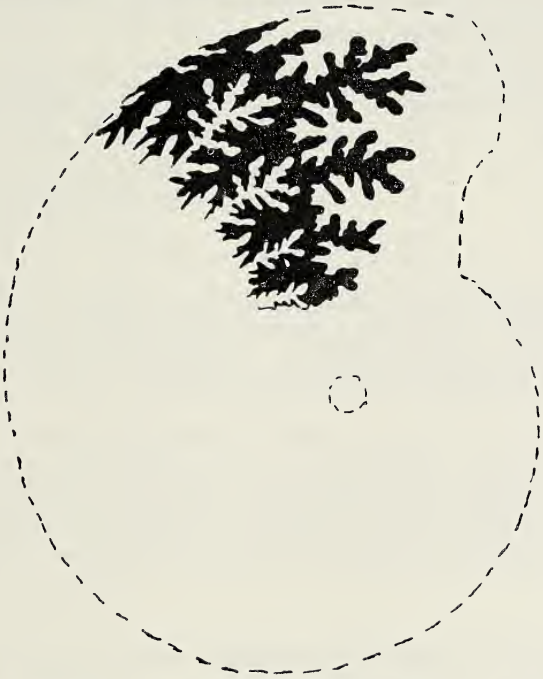


Fig. 5. — *Calliphylloceras spadae* Meneghini. Linea lobale ridisegnato da Negri.

Distribuzione geografica: la diffusione geografica di questa specie sembra essere limitata al Toarciano italiano in facies di Rosso Ammonitico ed in facies di transizione.

Sottord. *Lytoceratina* Hyatt 1869.
Famiglia *Lytoceratidae* Neumayr 1875
Sottofam. *Lytoceratinae* Neumayr 1875
Genere *Lytoceras* Suess 1865.

Lytoceras dorcadis (Meneghini)

(Tavola testo I, fig. 2)

1867-81 *Ammonites* (*Lytoceras*) *dorcadis* Meneghini - pp. 197, tav. XXI, fig. 1.
1906 *Lytoceras dorcadis* Parrisch Viale - pp. 145, tav. VIII, fig. 3-4 (cum syn).
1939 » » Ramaccioni - pp. 163, tav. XI, fig. 7.
1943 » » Maxia - pp. 92.

Conchiglia di media involuzione, ombelico ampio, fianchi convessi degradanti uniformemente verso l'ombelico. Area ventrale arrotondata.

In mio possesso ho solo due esemplari di questa specie. In uno di essi è visibile la linea lobale solo parzialmente conservata e si conservano anche tracce del guscio.

DIMENSIONI:	D	H	S	L	H/D	S/D	L/D	S/H
mm.	35	14	9,5	13	0,40	0,34	0,38	0,67
	36	11	9,5	9	0,30	0,30	0,30	0,71

Gli esemplari in mio possesso mostrano molto evidenti le caratteristiche descritte da Meneghini e corrispondono perfettamente alla forma tipo ed a quella descritta da Parrisch e Viale.

Distribuzione stratigrafica: la distribuzione stratigrafica di questa specie sembra essere limitata al Toarciano basso ma io, avendola rinvenuta nei livelli immediatamente sovrastanti a quelli con fauna tipica del Domeniano, ritengo che possa estendere in basso sino al Domeriano.

Distribuzione geografica: la distribuzione geografica di questa specie è limitata alle Prealpi lombarde, ed all'Appennino centrale. È la prima volta che essa viene rinvenuta in terreni dell'Italia meridionale.

Lytoceras (*Thysanolytoceras*) *cornucopiae* (Young & Bird)

1867-81 *Ammonites* (*Lytoceras*) *cornucopiae* Meneghini - pp. 103, tav. XXII, fig. 1 (cum syn.).
1915 *Lytoceras cornucopiae* Principi - pp. 441, tav. XVII, fig. 1.
1943 » » Maxia - pp. 93, tav. I, fig. 6.
1947 » » Lippi Bomcambi - pp. 128.

Ometto la descrizione di questa specie perchè molto nota ed ampiamente descritta.

L'individuo da me preso in esame si presenta in pessime condizioni di fossilizzazione in quanto la superficie dei fianchi è tutta erosa.

Solo parzialmente, in alcuni punti, si intravedono le caratteristiche

specifiche. Nonostante ciò ho potuto fare una precisa determinazione di questa forma in quanto esistono molte ed accurate determinazioni di essa.

La linea lobale si intravede solo parzialmente e si vede solo la parte più interna di essa; posso dire però che appartiene alla specie in esame in quanto ho potuto confrontarla con quella di un individuo da me determinato proveniente dal Rosso Ammonitico Umbro che mentre presentava un fianco nelle stesse condizioni di erosione presentava l'altro fianco in perfette condizioni di conservazione con la linea lobale completamente integra.

Non posso dare alcuna dimenisone.

Distribuzione stratigrafica: la distribuzione stratigrafica di questa specie è limitata al Toarciano medio superiore. In Europa infatti con questa specie è stata distinta una zona del Toarciano. In Italia ciò non è stato possibile in quanto questa specie pur essendo presente non lo è in un tale abbondanza da permettere una distinzione di una zona con la sua presenza.

Distribuzione geografica: la distribuzione geografica di questa specie è amplissima in quanto, rinvenuta per la prima volta nei terreni dell'Yorkshire, è stata successivamente rinvenuta in tutti i terreni liassici europei ed asiatici.

Lytoceras sp.

Le condizioni di fossilizzazione di due individui della fauna mi hanno permesso di dire solo che essi sono dei *Lytoceras*. sp. ind.

Uno di essi per le sue caratteristiche di involuzione e per la sezione del giro potrebbe essere attribuito al *Lytoceras dorcadis* (Meneghini) ma gli elementi diagnostici in mio possesso sono troppo pochi per permettermi di dire ciò.

Il secondo potrebbe essere attribuito al *Lytoceras velifer* Bonarelli ma mi impediscono di poter affermare ciò i pochi elementi in mio possesso.

In nessuno dei due si vede la linea lobale.

Non posso dare alcuna dimensione perchè i frammenti in esame sono ambedue parzialmente inglobati in materiale roccioso:

Distribuzione stratigrafica: La distribuzione stratigrafica delle due specie a cui potrei dubitativamente attribuire i miei due *Lytoceras* sp. è per ambedue limitata al Toarciano inferiore.

Distribuzione geografica: La distribuzione geografica di queste specie è limitata a tutto l'Appennino, alle Prealpi lombarde, ed alla Sicilia.

Sottord. *Ammonitina* Hyatt 1889
Superfam. *Eoderocerataceae* Spath 1929
Famiglia *Dactylioceratidae* Hyatt 1867
Genere *Dactylioceras* Hyatt 1867.

Dactylioceras annulatiforme (Bonarelli)

1867-81	*Ammonites* (*Coeloceras*) *desplacei* D'Orb.-Meneghini - pp. 76, tav. XVI, fig. 8.	
1897	*Coeloceras annulatiforme* Bonarelli - pp. 212, fig. 78.	
1930	» » Mitzopulos - pp. 87, tav. VII, fig. 4 a-b.	
1931	» » Monestier - pp. 62, fig. 22-28.	
1939	*Dactylioceras* (*Coeloceras*) *annulatiforme* Ramaccioni - pp. 185, tav. XII; fig. 8 (cum syn.).	
1943	» » » Maxia - pp. 113, tav. III, fig. 4.	
1947	» » » Lippi Boncambi - pp. 143.	

In mio possesso ho un solo esemplare appartenente a questa specie, in pessime condizioni di fossilizzazione.

L'involuzione varia dall'interno verso l'esterno in modo tale che mentre nei primi giri si ha una forma decisamente involuta negli ultimi giri si tende ad una forma completamente evoluta. L'ornamentazione varia in modo analogo dall'interno verso l'esterno; nella parte interna della conchiglia è costituita da coste più grosse terminanti al margine esterno con robusti tubercoli mentre nella parte più esterna ed in corrispondenza della camera di abitazione è costituita da coste fitte e sottili che si prolungano sull'area ventrale senza interrompersi.

DIMENSIONI:	D	H	S	L	H/D	S/D	L/D	S/H
mm.	18	6	8	8	0,30	0,44	0,44	1,3

Il mio esemplare corrisponde perfettamente a quello descritto da Meneghini e successivamente emendato da Bonarelli.

Distribuzione stratigrafica: la distribuzione stratigrafica di questa specie è limitata alla parte bassa del Toarciano.

Distribuzione geografica: la distribuzione geografica di questa specie è limitata al bacino del Mediterraneo ed essa è particolarmente abbondante nel Lias superiore in facies di Rosso Ammonitico.

Dactylioceras sp.

In mio possesso ho diversi frammenti di *Dactylioceras* di cui non ho potuto fare determinazione specifica per lo stato di fossilizzazione e di frammentarietà. Le condizioni di usura dei campioni fanno quasi scomparire sulla superficie dei fianchi la caratteristica ornamentazione che in èuesto genere ha tanta importanza diagnostica.

Tre di essi potrei attribuirli al *Dactylioceras commune* (Sowerby) ma, avendoli confrontati con un topotipo, ho potuto vedere come gli elementi diagnostici sono quasi del tutto assenti, per poter fare una attribuzione sia pure dubitativa.

La linea lobale non è visibile in nessuno di essi e la determinazione generica è stata fatta in base alle caratteristiche di avvolgimento ed all'ornamentazione parzialmente visibile.

Distribuzione stratigrafica: la distribuzione stratigrafica del genere è limitata al Lias superiore e specialmente nella parte bassa di esso.

Distribuzione geografica: la distribuzione geografica di questo genere è molto ampia, infatti esso si rinviene con la stessa abbondanza sia in terreni europei che in terreni americani.

Genere *Catacoeloceras* Buckman 1923.

Catacoeloceras sp.

In mio possesso ho due frammenti che attribuisco a questo genere.

Essi mostrano i giri abbastanza alti e la loro ornamentazione è costituita da coste semplici che si biforcano al margine esterno.

Non posso dare alcuna dimensione perchè essi sono inglobati in roccia; non si vede alcuna traccia di linea lobale.

I pochi elementi in mio possesso possono solo farmi dire che essi sono dei *Catacoeloceras* Buck, ma non mi permettono di fare determinazione specifica.

Sono molto vicini per l'ornamentazione al *Catacoloceras desplacei* (D'Orb.) ma un più accurato esame mette in evidenza sull'area esterna una ornamentazione di tipo *Catacoeloceras crassum* (Sowerby)

ma essendo le differenze con ambedue le specie notevoli non posso attribuirli a nessuno delle due.

Distribuzione stratigrafica: la distribuzione stratigrafica delle specie in esame è limitata al Toarciano superiore. I due frammenti raccolti in serie sono risultati appartenenti agli strati a *Leioceras opalinum* (Rein).

Distribuzione geografica: la loro distribuzione geografica è molto ampia in quanto si rinvengono in tutti i terreni liassici dei paesi del bacino del Mediterraneo.

Genere *Collina* Bonarelli 1893.

Collina aculeata (Parrisch Viale)

1906 *Collina aculeata* Parrisch Viale - pp. 165, tav. IX, fig. 4-6.
1939 » » Ramaccioni - pp. 196 (cum syn).

Ho potuto esaminare due individui di questa specie.

Essi presentano tutte le caratteristiche ben evidenti, l'avvolgimento e l'ornamentazione sono quelli tipici della specie e sono molto ben evidenti gli aculei al margine esterno.

Non vi è traccia di linea lobale.

DIMENSIONI:	D	H	S	L	H/D	S/D	L/D	S/H
mm.	70	18	15	36	0,25	0,21	0,5	0,8
	35	10	—	19	0,35	—	0,5	—

Di ogni ammonite ho la relativa controimpronta in cui appaiono più evidenti le caratteristiche specifiche.

Le condizioni di fossilizzazione sono buone e gli individui sono fossilizzati in marne verdastre senza alcuna patina limonitica.

Distribuzione stratigrafica: la distribuzione stratigrafica di questa specie è limitata al Toarciano.

Distribuzione geografica: la diffusione geografica finora conosciuta di questa specie è limitata all'Appennino centrale.

Superfam. *Hildocerataceae* Hyatt 1967.
Famiglia *Hildoceratidae* Hyatt 1867
Sottofam. *Arieticeratinae* Howarth 1855
Genere *Canavaria* Gemmellaro 1886.

Canavaria haugi (Gemmellaro)

(Tav. II, fig. 1)

1885 *Harpoceras* (*Dumortieria*) *haugi* Gemmellaro - pp. 5, tav. I, fig. 1-3.
1900 *Canavaria haugi* Bettoni - pp. 54; tav. IV, fig. 1.
1908 » » Fucini - pp. 17, tav. I, fig. 18.
1908b. » » Fucini - pp. 92.
1914 » » Zuffardi - pp. 588.
1962 » » Fantini - pp. 529, tav. XL, fig. 1.

Nella fauna da me studiata questa specie è rappresentata da quattro esemplari in perfette condizioni di fossilinizzazione.

Essi sono fossilizzati in marne verdastre e mostrano molto ben evidenti le caratteristiche generiche e specifiche descritte da Gemmellaro.

Nessuno però degli esemplari da me studiati è in condizioni di perfetta integrità.

DIMENSIONI:	D	H	S	L	H/D	S/D	L/D	S/H
mm.	61	21	12	30	0,30	0,20	0,5	0,6
	69	23	20	37	0,32	0,30	0,5	0,8
	40	13	10	18	0,32	0,25	0,45	0,9

Gli individui da me esaminati pur corrispondendo a quelli descritti da Gemmellaro differiscono da quelli descritti da Bettoni e da Fantini per le faune di M. Domaro e da quelli descritti da Fucini per le faune di La Spezia. Le maggiori differenze sono nelle dimensioni e secondariamente nella sezione del giro e nell'andamento delle coste.

Distribuzione stratigrafica: questa specie trovata per la prima volta a Taormina è stata sempre considerata come rappresentativa della parte più alta del Domeriano.

Distribuzione geografica: la distribuzione geografica di questa specie è molto ampia in quanto essa è diffusa in tutti i terreni Domeriani italiani ed anche in alcuni terreni della Francia e della Germania. Essa è presente sia nelle facies di transizione che nelle facies più decisamente pelagiche.

Canavaria sp.

Numerosi sono i frammenti da me attribuiti a questo genere ma il loro stato di frammentarietà mi ha impedito di farne determinazione specifica. Le loro ornamentazioni caratteristiche e l'area asterna piuttosto ampia mi hanno permesso di dire che sono degli *Hildoceratidae* primitivi. Alcuni di essi per le loro caratteristiche potrebbero appartenere al gruppo della *Canavaria haugi* (Gemmellaro), mentre altri al gruppo della *Canavaria haugi* non Gemmellaro ma Fucini.

Gli elementi in mio possesso utili per farne un'ulteriore determinazione sono troppo pochi.

Non posso dare alcuna dimensione e la linea lobale non è visibile.

Distribuzione stratigrafica: la distribuzione stratigrafica di questa specie è limitata al Domeriano.

Distribuzione geografica: La ditsribuzione geografica è limitata a tutte le regioni sul bacino del Mediterraneo.

Genere *Fontanelliceras* Fucini 1931.

Fontanelliceras fontanellense (Gemmellaro)

1885 *Harpoceras fontanellense* Gemmellaro - pp. 12, tav. II, fig. 1-2.
1931 » » Fucini - pp. 110, tav. VIII, fig. 23 (cum syn.).

I tre esemplari da me presi in esame si mostrano tutti in ottime condizioni di fossilizzazione e sono identici alla forma tipica di Gemmellaro.

DIMENSIONI:	D	H	S	L	H/D	S/D	L/D	S/H
mm.	44	18	10	20	0,40	0,25	0,40	0,56
	46	14	9	20	0,36	0,20	0,42	0,54

TABELLA 1
Quadro di distribuzione geografica

M. Bulgheria	M. Domaro	Taormina	G. Sasso (2)	Appen. centrale
Calliiphylloceras spadae (Mgh.)				×
Lytoceras dorcadis (Mgh.)	× (?)		×	×
Lytoceras cornucopiae (Y. & B.)		×		×
Lytoceras sp.				×
Dactylioceras annulatiforme (Bon.)			×	×
Dactylioceras sp.			×	×
Catacoeloceras sp.				×
Collina aculeata Par e Vial.			×	×
Fontanelliceras fontanellense (Gemm.)	×	×		×
Canavaria haugi (Gemm.)	×	×	×	×
Canavaria sp.		×	×	×
Harpoceras falciferum (Sow.)		×	×	×
Harpoceras sp.		×	×	×
Hildoceras bifrons (Brug.)			×	×
Hildoceras sublevisoni Fuc.			×	×
Hildoceras sublevisoni raricostatum Mitz.			×	×
Hildoceras semipolitum Buck.			×	×
Hildoceras caterinii Mer.			×	×
Mercaticeras mercati (Hauer.)			×	×
Phymatoceras elegans (Mer.)			×	×
Phymatoceras sp.				×
Brodieia gradata (Mer.)				×
Brodieia alticarinata (Mer.)			×	×
Erycites sp.				×
Ludwigia sp.			×	×
Leioceras opalinum (Rein.)			×	

(2) L'elenco delle specie di ammoniti presenti al Gran Sasso fa parte di un mio lavoro sulle faune di ammoniti di quella regione in corso di elaborazione e che uscirà nei primi mesi del '64.

La specie presenta tutti i caratteri degli *Hildoceratidae* primitivi; la piccolissima involuzione, le coste poco proverse che scompaiono sull'area ventrale, l'area ventrale abbastanza ampia e la sezione dei giri subrettangolare.

Distribuzione stratigrafica: la distribuzione stratigrafica di questa specie è limitata al Domeriano.

Distribuzione geografica: la distribuzione geografica di questa specie è limitata alle faune di transizione dell'Italia centro meridionale.

Sottofam. *Harpoceratinae* Hyatt 1867
Genere *Harpoceras* Waagen 1869.

Harpoceras falciferum (Sowerby)
(Tav. IV, fig. 4)

1906 *Harpoceras falcifer* Sow. Parrisch Viale - pp. 147, tav. IX, fig. 1-3.
1908 » » Principi - pp. 218, tav. VII, fig. 15.
1947 » » Lippi Boncambi - pp. 140.

I tre esemplari in mio possesso che attribuisco a questa specie differiscono leggermente tra di loro riguardo all'ornamentazione.

Mentre per le dimensioni essi sono molto vicini tra di loro e molto vicini alla forma tipo, l'ornamentazione ne differisce leggermente in quanto mentre in alcuni di essi si hanno sottili coste falciformi in altri due individui le coste si fanno più spesse e più distanziate. L'andamento di esse però rimane lo stesso e la loro posizione rispetto all'area ventrale è immutata per tutti gli individui.

Nonostante questa differenza nell'ornamentazione ritengo che i tre esemplari appartengano tutti alla stessa specie. Questa differenza era stata già osservata da Parrisch e da Viale nel loro lavoro relativamente ad una fauna del Rosso Ammonitico.

DIMENSIONI:	D	H	S	L	H/D	S/D	L/D	S/H
mm.	50	18	8	13	0.36	0.16	0.26	0.45
	43	17	9	14	0.37	0.22	0.28	0.50
	33	14	7	13	0.34	0.21	0.24	0.50

TABELLA 2

Quadro di distribuzione stratigrafica

	Domeriano	Toarciano	Aaleniano
Calliphylloceras spadae (Mgh.)		—	
Lytoceras dorcadis (Mgh.)	—	—	
Lytoceras cornucopiae (Y. & B.)		—	
Lytoceras sp.	—	—	
Dactylioceras annulatiforme (Bon.)		—	
Dactylioceras sp.	—	—	
Catacoeloceras sp.	—	—	
Collina aculeata Par. e Vial.		— —	
Fontanelliceras fontanellense (Gemm.)	— —		
Canavaria haugi (Gemm.)	— — —		
Canavaria sp.	— — —		
Harpoceras falciferum (Sow.)		—	
Harpoceras sp.	—	—	
Hildoceras bifrons (Brug.)		—	
Hildoceras sublevisoni Fuc.		—	
Hildoceras sublevisoni raricostatum Mitz.		—	
Hildoceras semipolitum Buck.		—	
Hildoceras caterinii Mer.		— — —	
Mercaticeras mercati (Hauer.)		—	
Phymatoceras elegans (Mer.)		—	
Phymatoceras sp.		—	
Brodieia gradata (Mer.)		—	
Brodieia alticarinata (Mer.)		—	
Erycites sp.			— — —
Ludwigia sp . .			— — —
Leioceras opalinum (Rein.)			— — —

La linea lobale è solo parzialmente visibile in quanto la superficie dei fianchi è coperta da una patina limonitica parzialmente asportata.

I fossili sono fossilizzati in marne gialloverdastre e coperti da una patina limonitica.

Distribuzione stratigrafica: questa specie, diffusa in tutti il Toarciano in Europa è considerata distintiva di una zona. In Italia secondo Donovan (1958) ciò non è possibile in quanto pur rinvenendosi non si trova in tale abbondanza da giustificare una zona. Essa è sostituita dal *Mercaticeras mercati* (Hauer) che si rinviene con maggiore abbondanze.

Distribuzione geografica: la distribuzione geografica di questa specie è molto ampia e praticamente illimitata in quanto essa è rinvenuta in tutti i terreni sia con faune di tipo Mediterraneo che non faune di tipo Americano.

Harpoceras sp.

Ho attribuito al genere *Harpoceras* Waagen due frammenti di ammoniti, l'ornamentazione è quella tipica del genere sopra indicato.

A prima vista la specie ad essi più vicina è l'*Harpoceras radians* (Rein.) ma le condizioni di frammentarietà non mi permettono di far una attribuzione specifica sia pur dubitativa.

Non posso dare alcuna dimensione.

Non è visibile alcuna traccia di linea lobale.

Distribuzione stratigrafica: la distribuzione stratigrafica della specie a cui potrei attribuire i frammenti di ammonite è limitata al Domeriano.

Distribuzione geografica: la distribuzione geografica di questa specie è limitata a tutte le regioni ove affiora del Lias medio ad ammoniti ed in particolare è presente nell'Yorkshire ed in Italia nell'Appennino centrale e nelle Prealpi. Nelle facies di transizione non è così abbondante come altrove.

Sottofam. *Hidoceratinae* Hyatt sbgs
Genere *Hildoceras* Hyatt 1867.

Hildoceras bifrons (Bruguiere)
(Tavola III, fig. 1)

1874 *Ammonites bifrons* Brug. Dumortier - pp. 48, tav. IX, fig. 1-2.
1882 » » Wright - tav. LIX.
1918 *Hildoceras bifrons* Brug. Buckmann - tav. CXIV.
1933 » » Merla - pp. 52, tav. VII; fig. 9 (cum syn.).
1943 » » Maxia - pp. 105.
1947 » » Lippi Boncambi - pp. 137, tav. II, fig. 12.

Non faccio alcuna descrizione di questa forma perchè molto nota e diffusa ed esaurientemente descritta dagli AA.

Le condizioni di fossilizzazione dei 18 esemplari non sono delle migliori in quanto non ho alcun individuo completo e perfettamente isolato.

In tutti però sono visibili le caratteristiche specifiche.

In nessuno è visibile la linea lobale.

DIMENSIONI:	D	H	S	L	H/D	S/D	L/D	H/S
mm.	43	16	9	16	0,37	0,2	0,34	0,5
	55	18	9	26	0,32	0,18	0,40	0,5
	32	11	8	7	0,37	0,25	0,3	0,3
	53	20	9	24	0.32	0,18	0,37	0,6
	40	13	6	14	0,31	0,18	0,4	0,4
	35	11	8	11	0,4	0,22	0,4	0,4
	13	7	5	6	0,4	0,30	0,31	0,4
	39	13	7	16	0,36	0,17	0,38	0,3
	22	8	4	7	0,38	0,18	0,40	0,5
	42	16	9	14	0,4	0.20	0,40	0,5
	39	13	8	13	0.3	0,20	0,30	0,6
	49	16	8	14	0,32	0,16	0,35	0,5

Tutti gli individui da me esaminati differiscono sempre per un solo carattere dalla forma tipica in quanto mentre in questa si ha la sezione del giro rettangolare nei miei individui la sezione del giro tende a diventare ellittica.

L'area esterna è però differenziata in una carena fianheggiata da profondi solchi.

Distribuzione stratigrafica: la distribuzione stratigrafica di questa specie è limitata al Toarciano inferiore ed in alcune regioni si distingue con questa specie una zona e precisamente quella al di sopra della zona a *Dactylioceras tenuicostatum* (Y., B.). In Italia questa specie per la sua rarità non permette la distinzione di una zona con la sua presenza e viene considerata come tipica della zona a *Mercaticeras mercati* (Hauer).

Distribuzione geografica: la distribuzione geografica di questa specie praticamente non ha alcun limite. In Italia però non è così

Hidoceras sublevisoni Fucini

(Tavola II fig. 2 e Tavola III fig. 4)

1867-81 *Ammonites bifrons* Brug. Meneghini - tav. I, fig. 2, tav. 21, fig. 1-4.
1919 *Hildoceras sublevisoni* Fucini - pp. 182.
1930 » » Mitzopulos - pp. 48, tav. IV, fig. 8.
1933 » » Merla - pp. 51, tav. VII, fig. 1-10.
1947 » » Lippi Boncambi - p. 130.

Conchiglia seminvoluta, l'involuzione è maggiore che non nell'*Hildoceras bifrons* Brug. L'area ventrale è leggermente più ampia e l'ornamentazione è nettamente distinta in due zone dal solco che corre a metà del fianco.

Sezione dei giri ellittica.

Ho studiato otto esemplari di questa specie tutti abbastanza ben conservati anche se non tutti erano integri.

In nessuno è visibile alcuna traccia di linea lobale.

DIMENSIONI:	D	H	S	L	H/D	S/D	L/D	S/H
mm.	55	19	7	24	0.37	0,13	0.43	0,5
	65	25	14	—	0,32	0,20	—	0,3
	56	18	9	28	0.40	0.15	0,5	0.4
	50	20	—	25	0.38	—	0,5	0,4
	21	8	6	7	0.38	0,28	0,4	0,7
	49	20	13	30	0,40	0,26	0,5	0,6

Tutti gli esemplari corrispondono perfettamente alla forma tipica ed alle forme successivamente descritte come appartenenti a questa specie.

Distribuzione stratigrafica: la distribuzione stratigrafica di questa specie è limitata al Toarciano inferiore. In Italia, in facies di Rosso ammonitico Donovan ha distinto una sottozona ad *Hildoceras sublevisoni* nella zona a *Mercaticeras mercati* (Hauer).

Distribuzione geografica: la distribuzione geografica di questa specie non ha limite ma essa sembra essere più ampiamente rappresentata nel bacino del Mediterraneo.

Hidoceras sublevisoni raricostatum Mitzopulos

(Tavola II, fig. 3 e tavola III, fig. 2)

1930 *Hildoceras sublevisoni* Fuc. var. *raricostatum* Mitzopulos - pp. 49, tav. IV, fig. 9 a-b.
1933 » » » Merla - pp. 107, tav. XI, fig. 21.
1943 » » » Maxia - pp. 107, tav. II, fig. 5.
1947 » » » Lippi Boncambi - pp. 139, tav. II, fig. 15-16.

I sette individui da me studiati sono in discrete condizioni di fossilizzazione.

Essi sono seminvoluti ed hanno un'area ventrale piuttosto ampia percorsa da due solchi e da una prominente carena.

Le condizioni di isolamento dei singoli individui sono molto variabili.

DIMENSIONI:	D	H	S	L	H/D	S/D	L/D	S/H
mm.	65	23	—	28	0,35	—	0,4	—
	47	15	8	24	0,31	0,20	0,5	—
	40	—	—	15	—	—	0,4	—
	60	18	15	15	0.30	0.25	0,4	0.7
	44	13	9	—	0,27	0.20	—	0.7

La linea lobale non è mai visibile.

L'ornamentazione corrisponde perfettamente a quella tipica della specie in esame e si presenta con coste spesse e distanziate percosse a metà da un solco che divide l'ornamentazione in due parti.

Distribuzione stratigrafica: la distribuzione stratigrafica di questa specie è limitata al Toarciano inferiore ed in particolare alla zona a *Mercaticeras mercati* (Hauer).

Distribuzione geografica: questa specie pur avendo un'amplissima distribuzione geografica si trova particfolarmente localizzata nei terreni Italiani.

Hildoceras semipolitum Buckman

(Tavola IV, fig. 1)

1867-81 *Ammonites bifrons* Brug. Meneghini - tav. I, fig. 3-4.
1915 *Hildoceras semipolitum* Buckmann - pp. 212, tav. XXII, fig. 30.
1915 » » Fossa Mancini - pp. 19.
1933 » » Merla - pp. 52, tav. VIII, fig. 3-6-7.
1943 » » Maxia - pp. 106.
1947 » » Lippi Boncambi - pp. 138, tav. V, fig. 10.

In mio possesso ho sei individui di questa specie in ottime condizioni di fossilizzazione.

Non descrivo questa specie in quanto molto nota e diffusa ed ampiamente descritta.

DIMENSIONI:	D	H	S	L	H/D	S/D	L/D	S/H
mm.	37	12	8	10	0,37	0,24	0.21	0,6
	47	18	11	15	0,38	0.23	0,31	0,6
	28	14	6	12	0,38	0.21	0.33	0,4
	50	20	9	19	0.5	0.3	0.31	0,4

La linea lobale non è mai visibile.

Questa ammonite per lungo tempo è stata considerata in sinonimia con l'*Hildoceras bifrons* Brug. ma poi ne è stata distinta per le sue diverse caratteristiche di ornamentazione.

Distribuzione stratigrafica: la distribuzione stratigrafica di questa specie è limitata al Toarciano inferiore ed in particolare alla zona a *Mercaticeras mercati* (Hauer) in cui rappresenta la specie tipica di una sottozona (Donovan 1958).

Distribuzione geografica: questa specie, molto diffusa in tutto il mondo si rinviene in particolare abbondanza nei terreni Liassici Italiani.

Hildoceras caterinii Merla

(Tavola III, fig. 5)

1867-81 *Ammonites bifrons* Brug. Meneghini - pp. 10, tav. I, fig. 3.
1933 *Hildoceras caterinii* Merla - pp. 53, tav. VII, fig. 5.

Ho esaminato tre esemplari di questa specie in discrete condizioni di fossilizzazione.

Il grado di involuzione diminuisce negli ultimi giri e contemporaneamente si ha una variazione di ornamentazione in quanto il caratteristico solco che corre a metà del fianco compare solo in corrispondenza della camera di abitazione.

DIMENSIONI:	D	H	S	L	H/D	S/D	L/D	S/H
mm.	60	20	14	25	0,33	0,23	0,41	0,7
	42	14	9	15	0,33	0,21	0,36	0,65

Questa specie è molto caratteristica e facilmente distinguibile e gli individui in mio possesso corrispondono perfettamente al tipo di Merla.

Distribuzione stratigrafica: la distribuzione stratigrafica di questa specie è limitata alla parte più bassa del Toarciano.

Distribuzione geografica: la distribuzione geografica di questa specie sembra essere limitata all'Appennino centro meridionale.

Genere *Mercaticeras* Buckman 1913.

Mercaticeras mercati (Hauer)

1856 *Ammonites mercati* Hauer - pp. 13, tav. XXIII, fig. 4-5.
1867-81 » » Meneghini - pp. 33, tav. VIII, fig. 1.
1933 *Mercaticeras mercati* Merla - pp. 45, tav. VI, fig. 4-7.
1939 » » Ramaccioni - pp. 170.

1943 *Mercaticeras mercati* Maxia - pp. 103.
1947 » » Lippi Boncambi - pp. 134, tav. II, fig. 2.

Nella fauna damme studiata ho ritrovato un solo esemplare di *Mercaticeras mercati* (Hauer) in ottime condizioni di fossilizzazione. Anche se non è completo posso riscontrarvi sia l'ornamentazione che l'avvolgimento tipico della specie.

DIMENSIONI:	D	H	S	L	H/D	S/D	L/D	S/H
mm.	50	16	8	20	0,31	0,16	0,40	0,5

L'individuo da me esaminato non mostra alcuna traccia della linea lobale. Esso corrisponde perfettamente alla forma tipica ed a quelle citate in sinonimia.

Distribuzione stratigrafica: la distribuzione stratigrafica della specie in esame è limitata al Toarciano inferiore di cui in Italia, in facies di Rosso Ammonitico rappresenta la specie tipica della zona che porta il suo nome.

Distribuzione geografica: la distribuzione geografica di questa specie non ha praticamente alcun limite ed essa si rinviene con la stessa abbondanza in faune di tipo europeo ed in faune di tipo americano.

Famiglia *Hammatoceratidae* Buckman 1887
Sottofam. *Phymatoceratinae* Hyatt 1990m
Genere *Phymatoceras* Hyatt 1867.

Phymatoceras elegans (Merla)

1933 *Denckmannia elegans* Merla - pp. 17, tav. I, fig. 3-5-12.

Ho attribuito a questa specie due individui in ottime condizioni di fossilizzazione che presentano ben evidenti l'ornamentazione e lo avvolgimento caratteristico.

Essendo ambedue incompleti non dò alcuna dimensione.

Non vi è alcuna traccia di linea lobale.

Distribuzione stratigrafica: la distribuzione stratigrafica di questa specie è limitata alla parte alta della zona a *Brodieia bayani* (Dum).

Distribuzione geografica: la distribuzione geografica di questa specie è limitata all'Italia ed al Bacino del Mediterraneo.

Phymatoceras sp.

Ho esaminato diversi frammenti di ammoniti che, dato il loro stato di conservazione non ho potuto determinare specificamente.

In particolare posso dire che in alcuni di essi l'ornamentazione è del tipo *Lillia* mentre in altri del tipo *Denckmannia* e *Phymatoceras* (Merla 1933).

Non posso dare alcuna dimensione ne è visibile la linea lobale.

Distribuzione stratigrafica: la distribuzione stratigrafica di queste forme è limitata alla parte alta del complesso a M. Bulgheria e quindi posso dire che esse sono distribuite stratigraficamente nel Toarciano superiore.

Distribuzione geografica: la distribuzione geografica di questo genere è molto ampia e si rinviene in quasi tutti i terreni liassici del mondo.

Genere *Brodieia* Buckman 1898.

Brodieia gradata (Merla)

(Tavola testo I, fig. 4)

1933 *Brodiceras gradatum* Merla - pp. 36, tav. IV, fig. 6-8 (cum syn.).
1947 » » Lippi Boncambi - p. 132.

Ho attribuito a questa specie un frammento di giro abbastanza ben conservato che mostra parte della linea suturale.

La conchiglia presente media involuzione e l'ornamentazione tende a scomparire in corrispondenza della camera di abitazione.

La superficie della conchiglia si presenta coperta da una patina limonitica che contribuisce a mettere maggiormente in evidenza i diversi caratteri.

DIMENSIONI:	D	H	S	L	H/D	S/D	L/D	S/H
mm.	30	10	6	12	0.33	0.20	0.40	0.6

Il mio individuo corrisponde perfettamente al tipo di Merla.

Distribuzione stratigrafica: la distribuzione stratigrafica di questa specie è limitata al Toarciano superiore.

Distribuzione geografica: questa specie da me rinvenuta a M. Bulgheria è stata finora rinvenuta solo nel Rosso Ammonito Umbro e Lombardo.

Brodieia alticarinata (Merla)

1933 *Brodiceras alticarinatum* Merla - pp. 37, tav. IV, fig. 2.
1943 » » Maxia - pp. 101, tav. II, fig. 2.
1947 » » Lippi Boncambi - pp. 133, tav. V, fig. 1.

Alla fauna appartiene un solo esemplare di questa specie.

Esso è in buone condizioni di fossilizzazione e non ne faccio alcuna descrizione perchè la mia forma corrisponde perfettamente alle forme citate in sinonimia.

DIMENSIONI:	D	H	S	L	H/D	S/D	L/D	S/H
mm.	28	11	7	10	0.39	0.25	0.35	0.6

Non è visibile alcuna traccia di linea lobale.

Distribuzione stratigrafica: la specie in esame è stata finora rinvenuta sempre nella parte più alta del Toarciano quindi a mio parere si può considerare tipica di questo piano.

Distribuzione geografica: la distribuzione geografica di questa specie sembra essere limitata ai terreni italiani.

Sottofam. *Hammatoceratinae* Buckman 1887
Genere *Erycites* Gemmellaro 1886

Erycites sp.

Ho determinato come *Erycites* sp. ind. un frammento di giro di ammonite in cattive condizioni di fossilizzazione.

Dall'ornamentazione parzialmente visibile e dalla sezione del giro ho potuto individuare le caratteristiche generiche.

Per alcuni caratteri mi ricorda l'*Erycites elaphus* Merla ma non ho sufficienti elementi per poter affermare ciò.

Non posso dare nessuna dimensione nè si vede la linea lobale.

Distribuzione stratigrafica: la distribuzione stratigrafica di questo genere e della specie a cui potrebbe appartenere il frammento in esame è limitata all'Aaleniano.

Distribuzione geografica: la distribuzione geografica di questa specie è limitata ai terreni italiani.

Famiglia *Graphoceratidae* Buckman 1905
Sottofam. *Graphoceratinae* Buckman 1905
Genere *Ludwigia* Bayle 1878.

Ludwigia sp.

Ho esaminato un'impronta di ammonite in ottime condizioni di fossilizzazione di cui ho ricavato un calco.

L'individuo mostra tutte le caratteristiche del genere *Ludwigia* Bayle; mentre l'avvolgimento e la sezione dei giri sono quelli della *Ludwigia murchisonae* (Sowerby) l'ornamentazione è troppo poco visibile per potermi permettere di fare una determinazione sia pur dubitativa.

Distribuzione stratigrafica: questo frammento, raccolto in serie, si trova a M. Bulgheria nella parte alta del complesso, quindi nella zona a *Leioceras opalinum* (Rein).

Famiglia *Leioceratinae* Hyatt 1867
Genere *Leioceras* Hyatt 1867.

Leioceras opalinum (Reinecke)

(Fig. 6 testo, tavola testo I, fig. 1, tav. IV, fig. 2-3)

1818 *Nautilus opalinum* Reinecke - pp. 55, tav. XLIX, fig. 1-2.
1935 *Leioceras opalinum* P. Dorn - pp. 55, tav. XXIV, fig. 3, tav. XXIX, fig. 3.

1963 *Leioceras opalinum* Rieber - pp. 31, tav. VI, fig. 2, tav. XIII, fig. a, tav. XVI, fig. s-t (cum syn.).

La fauna da me presa in esame mi ha fornito due esemplari di *Leioceras opalinum* (Rein.) in ottime condizioni di fossilizzazione. Di ognuno di essi ho la relativa controimpronta.

Non dò la descrizione della specie in quanto molto tipico ed esaurientemente descritta dagli AA. citati in sinonimia.

DIMENSIONI:	D	H	S	L	H/D	S/D	L/D	S/H
mm.	48	22	9	11	0,4	0,18	0.22	0,4
	130	65	20	20	0,5	0,15	0,15	0,3

La specie in esame corrisponde a tutte quelle citate in sinonimia ma differisce morfologicamente da quella di Rieber; lo stesso autore però dice il suo materiale è particolarmente deformato.

Distribuzione stratigrafica: questa specie è caratteristica dell'Aaleniano. Ad essa è associata una fauna molto speciale che è quella degli strati cosidetti a *Leioceras opalinum* (Rein.).

Distribuzione geografica: la distribuzione geografica di questa specie è molto ampia ed essa si rinviene in tutto il mondo nei terreni dell'Aaleniano.

In Italia pur essendo presente nelle facies di transizione in grande abbondanza è rara nelle facies di « Rosso Ammonitico ».

Conclusioni

In questo studio sulla fauna di ammoniti di M. Bulgheria ho potuto fare diverse osservazioni.

Bisogna osservare come livelli ad ammoniti non si rinvengono mai nella stessa località dei livelli ad aptici e ciò serve ancora una volta a provare come gli aptici rappresentino un sedimento di mare più aperto. Si potrebbe fare con uno studio accurato delle variazioni di fauna di ammoniti e di aptici una ricostruzione paleogeografica. I miei successivi lavori saranno impostati in questo senso.

Nella fauna in esame la maggior parte degli individui appartiene

alla superfamiglia *Hildocerataceae* Hyatt mentre i sottordini *Phylloceratina* Arkell e *Lytoceratina* Hyatt sono scarsamente rappresentati. Se si ammette che *Phylloceratina* Arkell e *Lytoceratina* Hyatt siano forme batipelagiche mentre le *Hildocerataceae* Hyatt siano

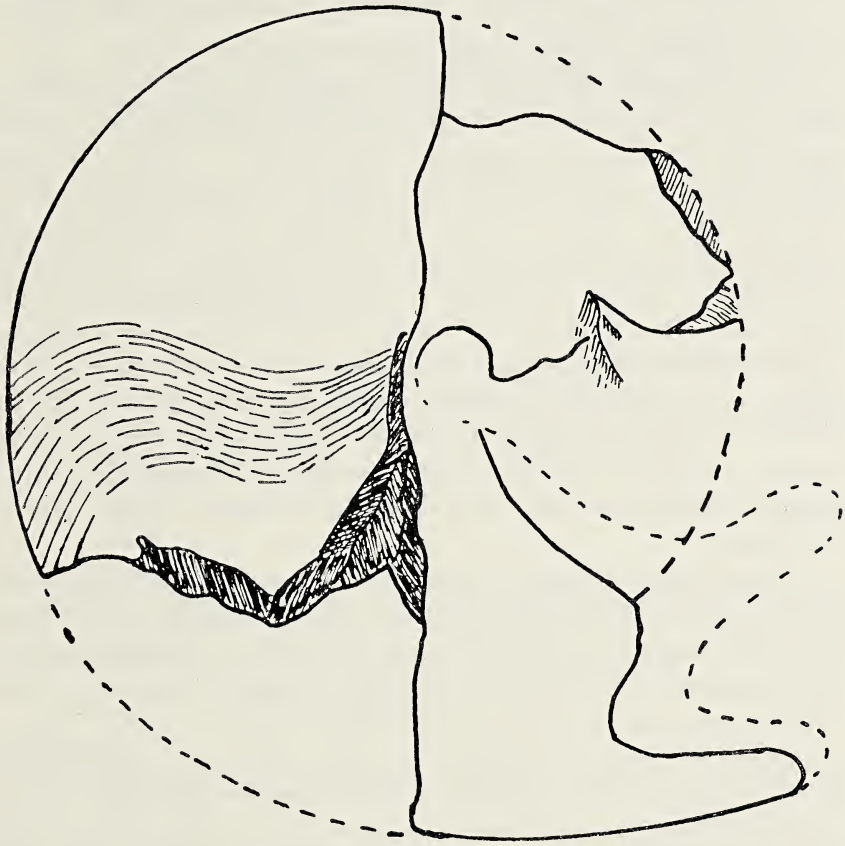


Fig. 6. — *Leioceras opalinum* Reinecke. (Disegno da fotografia in grandezza naturale).

forme di ambiente più neritico si traggono immediate conseguenze per il carattere neritico della formazione.

Oltre a questo bisogna tener presente come solo in rari casi si hanno ammoniti intere in tutte le loro parti; in genere o manca la camera di abitazione o mancano i primi giri; tutto ciò fa pensare ad un ambiente di tipo neritico con profondità ridotta e variabile

da punto a punto in modo che mentre in un punto si depositavano ammoniti, variando la profondità, altrove si depositavano aptici. All'accumulo delle ammoniti da parte delle correnti sarebbe dovuto lo stato di frammentarietà in cui si rinvengono i fossili.

Faune simili a quella da me presa in esame sono state rinvenute in Calabria e Sicilia (Fucini 1905-1935; Gemellaro 1885-1886) ed in Italia centrale al Gran Sasso (Zuffardi 1914).

In una tabella di distribuzione geografica (Tab. I) paragono la fauna da me studiata con quelle di Taormina, Gran Sasso, M. Domaro, Appennino centrale. La maggiore somiglianza la fauna la ha con quella dell'appennino centrale in quanto in questa regione tutti i livelli del Lias medio e del Lias superiore sono abbondantemente fossiliferi. Bisogna però osservare che nell'appennino centrale i piani sono rappresentati da complessi litologicamente distinti (Corniola e Rosso Ammonitico) mentre a Taormina, ed al Gran Sasso i complessi rappresentanti i diversi piani si presentano con notevoli analogie litologiche con quello delle « marne gialle ad ammoniti » di M. Bulgheria; ciò appare tanto più evidente se si pensa che mentre nell'Appennino centrale si hanno facies più decisamente pelagiche a M. Bulgheria, a Taormina ed al Gran Sasso si hanno delle facies di transizione.

Nella tabella di distribuzione stratigrafica (Tab. II) si può osservare come il complesso delle « marne gialle ad ammoniti rappresenti una serie comprensiva del Domeriano, Toarciano, Aaleniano in quanto nella fauna da me rinvenuta e studiata vi sono le principali specie tipiche delle zone di questi diversi piani.

Ho intenzione di estendere lo studio sulle faune del Domeriano-Aaleniano ad altre località dell'Italia meridionale e di fare delle correlazioni tra le varie faune in modo di poter distinguere in questi piani ed in queste facies di carattere tutto particolare delle zone con ammoniti. A questi studi intendo accompagnare degli studi di carattere ecologico sulle ammoniti.

In conclusione posso dire che il complesso delle « marne gialle ad ammoniti » rappresenta i piani Domeriano, Toarciano, Aaleniano e che l'ambiente doveva essere di tipo neritico con bacino con profondità variabile da punto a punto.

Napoli, Istituto di Paleontologia, dicembre 1963.

LAVORI CONSULTATI

ARKELL W. J.

1933. *The jurassic system in Great Britain.* The Clarendon press Oxford.

1946. *Standard of european jurassic.* Bull. Soc. geol. of America, vol. XLVI, N. Y.

1950. *A classification of jurassic ammonites.* Journ. of Paleontology, vol. XXIV, N. Y.

1956. *Jurassic geology of the world.* Olyver & Boyd Ldt., London.

1956. in MOORE R. C. « *Treatise on invertebrate paleontology* » *part. L Mollusca 4 Cephalopoda Ammonoidea.* Geol. Soc. America & Unver. Kansas press, 490 pp., 598 fig., Laurence Kansas.

BASSE E.

1952. *Cephalopodes, Nautiloidea Ammonoidea.* in Piveteau « Traité de Paleontologie », Masson Paris.

BETTONI A.

1900 *Fossili domeriani di Brescia.* Mem. Soc. Paleon. Suisse, vol. XXVII, 88 pp., 9 tav., 6 fig., Genève.

BONARELLI G.

1893. *Osservazioni sul Toarciano e sull'aaleniano dell'Appennino centrale.* Bull. Soc. Geol. Ital., vol. XII, pp. 195-254, Roma.

1899. *Le ammoniti del Rosso ammonitico descritte e figurate da G. Meneghini.* Boll. Soc. Malac. Ital., vol. XX, pp. 198-219, Modena.

BRUNO F., SCANDONE P. e SGROSSO I.

1963. *Appunti di geologia su M. Bulgheria.* Boll. Soc. dei Natur., Napoli (in stampa).

BUCKMAN S. S.

1887-1907. *A monograph of the Ammonites of « inferior oolite serie ».* Paleontographycal Society London, tav. CIII-CXXIV.

1908. *Illustration of type specimens of Inferior oolite ammonites in the* SOWERBY *colections.* Paleontograph. Soc., tav. I-VII, London.

1909-1930. *Types ammonites.* London.

DI STEFANO G.

1894. *Osservazioni geologiche su M. Bulgheria.* Boll. Soc. Geol. Ital., vol. XIII, Roma.

DONOVAN D. T.

1958. *The ammonites zone of the Toarcian (Ammonitico Rosso facies) of southern Switzerland and Italy.* Eclog. Geol. Helvetiae, vol. 51, no. I, pp. 33-60, fig. 4. Genève.

DORN P.

1935. *Die Hammatoceraten, Sonninien Ludwigien Dorsetenstein und Witchellien des Suddeutchen ubesudere Frankischen Doggers.* Palaeontographica (Stuttgart), ser. A, Band 82, pp. 1-124, pl. 1-38, Stuttgart.

DUMORTIER E.

1867-74 *Etudes paleontologiques sur le basin du Rhone.* Tomes I-VI, Paris Lyon.

FANTINI N.

1953. *Studi paleontologici sul Lias di M. Albenza.* Riv. Ital. e Strat., vol. LIX, no. 2, 24 pp., tav. VI-VII, Milano. In collaborazione con PAGANONI.

1962. *Ammoniti del Domeriano di M. Domaro.* Riv. Ital. Pal. Strat., vol. LXVIII, no. 4, pp. 483-554, tav. XXXVII-XL, Milano.

Fossa Mancini E.

1915. *Lias e giura della montagna della Rossa.* Atti Soc. Toscana Scienze Nat., Vol. XXX, Siena.

Fucini A.

1899-1900. *Ammoniti del Lias medio dell'Appennino centrale, esistenti al museo di Pisa.* Paleont Ital., vol. V, pp. 145-187, tav. XIX-XXIV; vol. VI, pp. 17-78, tav. VII-XIII, Pisa.

1908. *Synopsis delle ammoniti del Medolo.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., vol. XXVII, pp. 102, tav. 3, Pisa.

1922-35. *Fossili domeriani di Taormina.* Paleont. Ital., vol. XXVI, pp. 75-116, tav. V-VIII; vol. XXVII, pp. 1-21, tav. I-IV; vol. XXIX-XXX, pp. 41-77, tav. VI-XV; Vol. XXXI, pp. 93-149, tav. V-XXI; vol. XXXV, pp. 85-100, tav. VIII-XI, Pisa.

Gemmellaro G.

1885. *Sopra alcuni Harpoceratidi di Taormini.* Atti Soc. Econ. Palermo, pp. 1-20, tav. II, Palermo.

Hauer W.

1856. *Beitrage zur Kenntniss Capricorner.* Sitz. K. Akad. Wiss., t. XIII, Wien.

Lippi Boncambi C.

1947. *Ammoniti del lias superiore dell'Umbria centrale.* Riv. Ital. Paleont. e Stratigr., f. 4, pp. 123-152, tav. 2, Milano.

Maxia C.

1943. *La serie liassica nei M. Cornicolani e Lucretili.* Boll. Soc. Geol. Ital., vol. LXVII, Roma.

Meneghini G.

1867-81. *Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique de l'ombrie.* Paleont. lombarde, 4eme serie, Milano.

1881. *Fossiles du Mecolo.* Paleont. Lomb., 4eme serie, Milano.

Merla G.

1933-34. *Ammoniti giuresi dell'Appennino centrale presenti al Museo di Pisa.* Paleont. Ital., vol. XXXIII, pp. 1-54, tav. VIII, vol. XXXIV, fig. 5, tav. IV, Pisa.

Mitzopulos S.

1930. *Cephalopoden aus den Brianza. Pragmata* Akad. Athene, t. B 1.

Monestier E.

1921. *Ammonites toarcien de l'Aveyron.* Mem. Soc. Geol. Franc., T. 54.

1931. *Ammonites rares ou peu connu du Toarcien de l'Aveyron.* Mem. Soc. Geol. France, n. s., t. VII, mem. 15, Paris.

Negri G.

1934-36. *Revisione delle ammoniti liassiche della Lombardia occidentale.* Paleont. Ital., vol. XXXIV, pp. 85-136, tav. IX-XIII; vol. XXXVI, pp. 1-57, tav. I-IV, Pisa.

Parisch C. - Viale E.

1906. *Contribuzione allo studio delle ammoniti del Lias superiore.* Riv. Ital. Paleon. Strat., vol. XII, pp. 141-168, tav. 5, Milano.

Principi P.

1908. *Studio geologico su M. Malbe e M. Tezio.* Boll. Com. Geol. Ital., vol. XVII, pp. 169-224, Roma.

1915. *Ammoniti del Lias superiore dei M. Martani.* Boll. Soc. Geol. Ital., vol. XXXV, pp. 429-468, tav. 3, Roma.

Ramaccioni G.
1939. *Fauna giuro liassica e cretacea di M. Cucco.* Paleont. Ital., vol. XXXIX, pp. 143-214, tav. X-XV, Pisa.

Rieber H.
1963. *Ammoniten und Stratigraphie des Braunjura der Schwabiscen Alb.* Palaeontographica (Stuttgart), Abt. A, L. 1-3, pp. 1-89, tav. 5, und 25, Abd. im text, Stuttgart.

Selli R.
1960. *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Ialia Meridionale.* Mem. Soc. Geol. Ital., vol. III, pp. 736-789, Roma.

Venzo S.
1952. *Nuove forme di Ammoniti del Domeriano - Aaleniano dell'alpe Turati e dintorni.* Atti Soc. Ital. Scien. Nat., vol. XCI, Milano.

Vialli V.
1937. *Ammoniti giurassiche di M. Peller.* Mem. Mus. St. Nat. Venezia Trid., vol. IV, fasc. 2, Trento.

Wright T.
1878-86. *Monograph on the Lias ammonites of the Britisch Islands.* Paleontograph. Soc. London.

Zuffardi P.
1914. *Ammoniti liassiche dell'Aquilano.* Boll. Soc. Geol. Ital., vol. XXXIII. tav. X-XV, pp. 565-619, Roma.

RIASSUNTO

In questo lavoro si descrive una fauna ad ammoniti di M. Bulgheria (Cilento meridionale, Salerno). Questa fauna appartiene al complesso delle marne gialle ad ammoniti e stratigraficamente rappresenta una serie continua che va dal Lias medio a tutto il Giura inferiore in cui le specie presenti permettono di distinguere i piani Domeriano, Toarciano, Aaleniano.

Sono state infatti rinvenute tra le specie tipiche del Domeriano *Canavaria haugi* (Gemellaro) e *Fontanelliceras fontanellense* (Gemellaro); tra le specie tipiche del Toarciano *Hildoceras bifrons* (Bruguiere), *Mercaticeras mercati* (Hauer), *Hildoceras sublevisoni* Fucini, *Hildoceras semipolitum* Buckman; testimoniano la presenza dell'Aaleniano *Leioceras opalinum* (Reinecke), *Ludwigia* sp., *Erycites* sp.

La facies è di tipo neritico in quanto la maggior parte delle specie appartiene alla superfamiglia *Hildocerataceae* Hyatt.

È la prima volta che si segnala la presenza di una così ricca fauna di ammoniti per la regione; precedenti studi avevano segnalato solo tre specie (Di Stefano 1894).

Faune simili a questa in esame sono state rinvenute al Gran Sasso, in Calabria (Bocchigliero, Longobucco), in Sicilia (Taormina, Palermo, Trapani).

Esse sono in genere caratteristiche delle facies di transizione.

RÉSUMÉ

Dans ce travail on parle de la faune d'Ammonites qui a été trouvé à M. Bulgheria (Salerno). Cette faune a été trouvé dans les marnes jaunes avec ammonites « marne gialle ad ammoniti » (Di Stefano 1894).

Les marnes representent un complex de couches du Domerien, Toarcien et Aalenien.

On trouve dans la partie inferieure du complex *Canavaria haugi* (Gemellaro) et *Fontanelliceras fontanellense* (Gemmellaro), éspéces Domeriennes. Dans la partie moyenne on trouve *Mercaticeras mercati* (Hauer), *Hildoceras bifrons* (Bruguière), *Hildoceras semipolitum* Buckmann, *Hildoceras sublevisoni* Fucini éspéces tipiques du Toarcien; dans la partie superieure du compex on trouve *Leioceras opalinum* (Reinecke) tipique du Dogger Inférieur.

La facies est une facies neritique.

C'est la première fois qu'on trouve une si riche faune d'Ammonites dans la région de Salerno; avant pour cette région on ne connessait pas que trois éspéces.

Une faune comme celle de M. Bulgheria on peut la trouver au Gran Sasso, en Calabria (dans la région de Bocchigliero et Longobucco) et à Taormina et Palermo en Sicile.

SUMMARY

In this work is described an Ammonites fauna from M. Bulgheria (Salerno). This fauna is found in yellow marls « marne gialle ad ammoniti » (Di Stefano 1894). This complex is representative of Domerian, Toarcian and Aalenian.

We have on the lower part of the complex *Canavaria haugi* (Gemellaro) marker of Domerian with *Fontanelliceras fontanellense* (Gemmellaro); in the middle part *Mercaticeras mercati* (Hauer), *Hildoceras bifrons* (Bruguiere), *Hildoceras sublevisoni* Fucini; *Hildoceras semipolitum* Buckmann, *Phymatoceras elegans* (Merla) all species markers of Toarcian. On the higher part of the complex we have *Leioceras opalinum* (Reinecke) marker of lower Dogger.

The facies of the complex is neritic.

It is first time that we note a rich ammonites fauna in Campania (South of Italy). We have similar fauna in Gran Sasso, in Calabria (near Bocchigliero and Longobucco) in Sicily (Near Taormina and Palermo).

In the past we know for M. Bulgheria only tree species of ammonites.

TAVOLA 1.

Linee lobali delle ammoniti di M. Bulgheria

Fig. 1. — Linea lobale di *Leioceras opalinum* (Reinecke), in grandezza naturale.

Fig. 2. — Linea lobale di *Lytoceras dorcadis* (Meneghini), in grandezza naturale.

Fig. 3. — Linea lobale di *Calliphylloceras spadae* (Meneghini), in grandezza naturale.

Fig. 4. — Linea lobale di *Brodieia gradata* (Merla), in grandezza naturale.

1
2
3
4

TAVOLA 2.

Profilo geologico dell'affioramento del « Complesso delle marne gialle ad ammoniti » a B. Bulgheria località Vrugolego.

Scala 6 cm = 100 m.

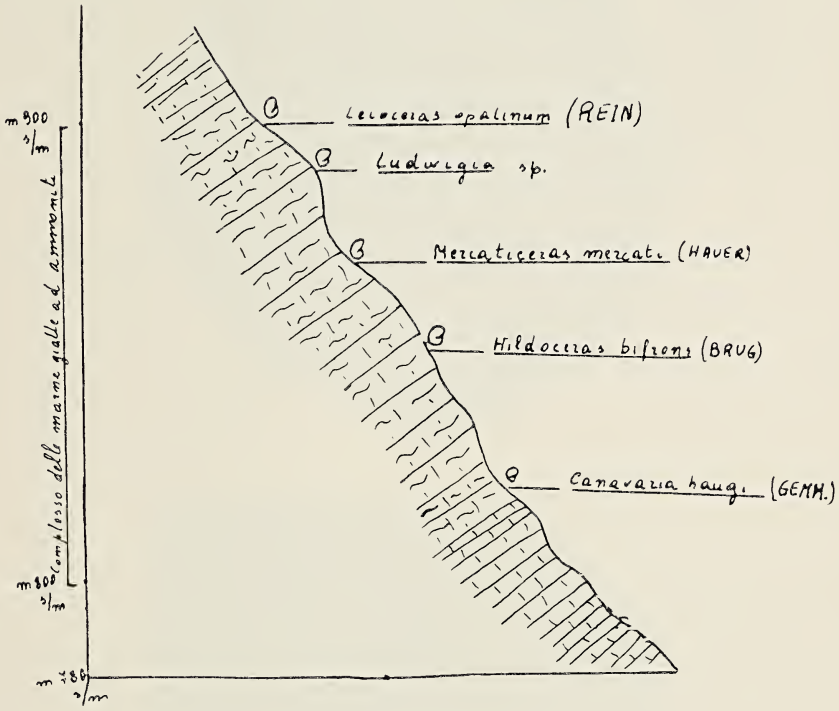

m 900 s/m
Complesso delle marne gialle ad ammoniti
m 800 s/m
m 780 s/m
Leioceras opalinum (REIN)
Ludwigia sp.
Mercaticeras mercati (HAUER)
Hildoceras bifrons (BRUG)
Canavaria haugi (GEMM.)

TAVOLA I.

Fig. 1. — *Calliphylloceras spadae* (Meneghini). Marne gialle ad ammoniti di Torre spinosa (Scario) ×1,5.

Fig. 2. — Particolare della figura precedente ×2.

1

2

TAVOLA II.

Fig. 1. — *Canavaria haugi* (Gemmellaro). Marne gialle ad ammoniti; Vrugolego (M. Bulgheria); grandezza naturale.

Fig. 2. — *Hildoceras sublevisoni* Fucini. Marne gialle ad ammoniti; Serra Pornia; grandezza naturale.

Fig. 3. — *Hildoceras sublevisoni raricostaum* Mitzopulos. Marne gialle ad ammoniti; Toppa Caruselle; grandezza naturale.

1

2

3

TAVOLA III.

Fig. 1. — *Hildoceras bifrons* (Bruguiere). Marne gialle ad ammoniti; Vrugolego (M. Bulgheria); grandezza naturale.

Fig. 2. — Blocco di roccia con *Hildoceras sublevisoni raricostatum* Mitzopulos. Marne gialle ad ammoniti; Torre spinosa (Scario); × ½.

Fig. 3. — *Lamellaptychus* sp. Marne gialle ad ammoniti; Tragara (presso Licusati); grandezza naturale.

Fig. 4. — *Hildoceras sublevisoni* Fucini. Marne gialle ad ammonti; Torre spinosa (Scario); grandezza naturale.

Fig. 5. — *Hildoceras caterinii* Merla. Marne gialle ad ammoniti; Vrugolego (M. Bulgheria); grandezza naturale.

1

2

3

4

5

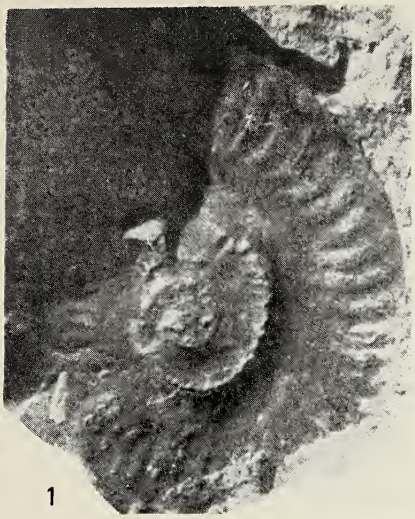
TAVOLA IV.

Fig. 1. — *Hildoceras semipolitum* BUCKMANN. Marne gialle ad ammoniti; Torre spinosa (Scario); grandezza naturale.

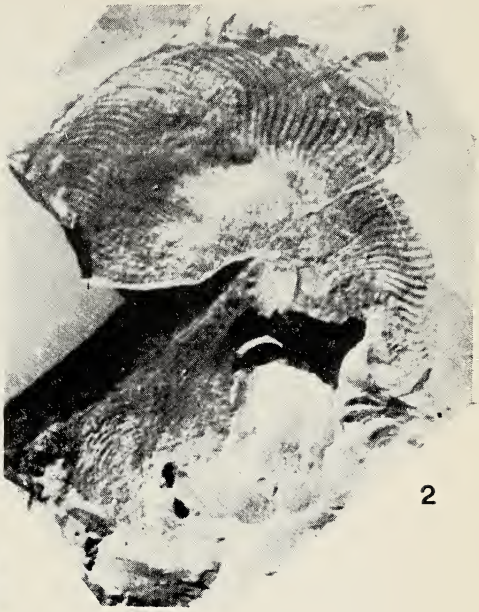
Fig. 2. — *Leioceras opalinum* (REINECKE). Marne gialle ad ammoniti; Torre spinosa (Scario); × ½.

Fig. 3. — *Leioceras opalinum* (REINECKE). Marne gialle ad ammoniti; Vrugolego (M. Bulgheria); frammento grandezza naturale.

Fig. 4. — *Harpoceras faciferum* (SOWERBY). Marne gialle ad ammoniti; Serra Pornia; grandezza naturale.



1



2

3

4

Bocca eruttiva presso Presenzano (Caserta)

Nota del socio ITALO SGROSSO e del dott. ROSARIO AIELLO (*) (1)

(Tornata del 27 dicembre 1963)

A lato della strada che sale a Presenzano (margine centro-orientale della tavoletta 161-III-SW-Mignano Montelungo e centro-occidentale della tavoletta 161-III-SE-Pratella), trecento metri circa prima dell'abitato, è aperta una grossa cava di pietrisco che utilizza il materiale lavico di una colata che si estende per alcune centinaia di metri quadrati. La località, nella tavoletta « Pratella » è designata come « Cave di S. Rocco » ed è situata a circa 300 m. di quota.

In questa zona affiorano dolomie bianche, cristalline, ben stratificate, talora zonate e con stratificazione interna, prive di fossili significativi; esse vengono attribuite, per la loro posizione nella serie, all'Infralias, cioè all'intervallo stratigrafico compreso tra il Trias superiore fossilifero ed il Lias fossilifero. Questi sedimenti sono ricoperti, soprattutto nella parte bassa del versante, da una breccia ad elementi prevalentemente dolomitici, a spigoli vivi e cemento calcitico talora rossastro, la quale, mal stratificata, poggia con inclinazione conforme al pendio e, con spessore decrescente verso l'altro, ricopre, più o meno uniformemente la serie mesozoica sino a circa 350 m. di quota. La base del rilievo è inoltre coperta da un'ingente quantità di detrito calcareo-dolomitico sciolto, misto a materiale piroclastico prevalentemente humificato; verso i 300 m. di quota invece affiora il materiale lavico con spessore variabile da pochi centimetri a circa dieci metri (lungo il fronte di cava).

Questa lava si presenta di colore grigio-ferro ed a tessitura compatta in tutto il proprio spessore, tranne che nella zona superficiale, dove per circa un metro e talora sino a tre metri, appare scoriacea e

---

(*) La presente nota, scritta in stretta collaborazione dai due Autori, s'inquadra nei lavori di completamento ed aggiornamento della Carta Geologica d'Italia eseguiti per conto del Servizio Geologico d'Italia sotto la direzione scientifica del Prof. Francesco Scarsella.

(1) Lavoro eseguito con il contributo del C. N. R.

talora fortemente alterata ed in parte humificata; in questo caso assume un colore caratteristico giallo-rossastro. Sono presenti numerose diaclasi che facilitano la coltivazione della cava. Abbastanza frequenti nella massa sono degli inclusi tondeggianti, biancastri e friabili, con

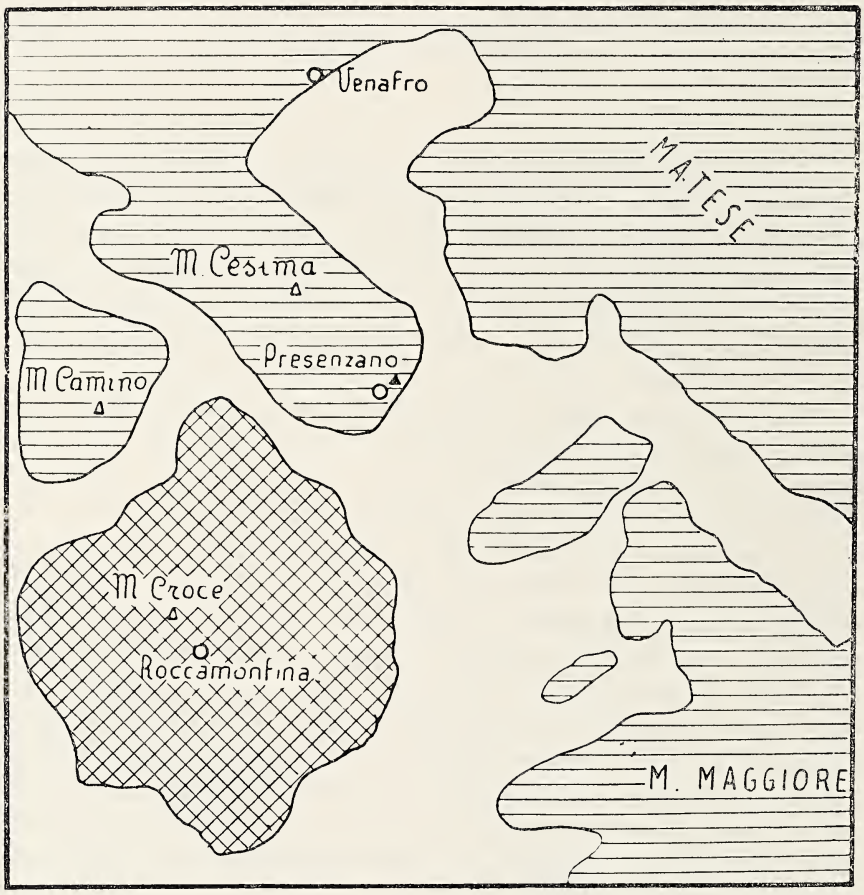


Fig. 1. — Ubicazione della bocca eruttiva (triangolino nero) rispetto alle lave ed ai tufi del Roccamonfina (spazio quadrettato); il tratteggio orizzontale rappresenta gli affioramenti della serie calcareo-dolomitica prevalentemente mesozoica e lo spazio bianco le alluvioni ed i tufi rimaneggiati.

diametro variabile da pochi centimetri ad oltre trenta, costituiti in prevalenza da minerali argillosi (2). Da notare inoltre la presenza

(2) Questi minerali probabilmente dovuti all'aterazione degli originali inclusi dolomitici a contatto con la lava sono attualmente in corso di studio da parte del dott. Errico Franco dell'Istituto di Mineralogia dell'Università di Napoli.

di grossi fenocristalli di leucite e di augite di origine primaria concentrati in alcune zone della massa lavica; sono poi riconoscibili, anche se non molto frequenti, bei cristalli esagonali di mica biotite, con diametro sino a 2 cm.

Fig. 2. — Fronte di cava, dell'altezza di 10 m. circa. È ben visibile in primo piano il paleosuolo sottostante alla colata

All'esame microscopico sono evidentissimi i cristallini di leucite che costituiscono la massa di fondo (Tav. 1, figg. 1 e 2) e, in misura molto minore, i cristallini femici di pirosseno augitico (Tav. 1, fig. 3) ed egirinico (egirinaugite); sono anche presenti cristallini più o meno alterati di mica biotite; minerale accessori: la magnetite (Tav. 1, fig. 4) e l'olivina; il tipo magnatico corrispondente a questa associazione mineralogica è il leucititico.

Data la relativa vicinanza del bacino magmatico del Roccamonfina questa lava si può inquadrare nella serie stratigrafica di questo vulcano, e, più precisamente è da riferirsi ad uno dei primi periodi di attività

per lo meno da quanto risulta da studi stratigrafici eseguiti nel settore meridionale di questo apparato vulcanico (3).

La particolarità di questa lava consiste nella giacitura; essa infatti fuoriesce da una faglia che interessa le dolomie e le brecce che la

Fig. 3. — Incluso argillificato nella massa lavica.

ricoprono; l'apertura principale da cui è stato emesso questo materiale non è visibile perchè ricoperto dalla lava stessa; è invece visibile, proprio all'altezza della strada nei pressi della cava, il contatto laterale con le brecce, che vengono anche, parzialmente, ricoperte da una piccola parte della colata.

È questa la prima segnalazione, nelle zone adiacenti al Roccamonfina, di una bocca vulcanica con siffatta giacitura; anche nei dintorni del Somma-Vesuvio, a quanto ci consta, non sono segnalati fenomeni simili, mentre invece situazioni analoghe sono da tempo note nei monti Ernici. Lungo i bordi dello stesso rilievo più a Sud esistono altri affioramenti analoghi in corso di studio.

---

(3) Aiello R., *Studi petrografici sul settore meridionale del vulcano di Roccamonfina*. Rend. Acc. Sc. fis. e mat., 4, XXIX (1962), Napoli.

Al di sotto della lava, e frapposto tra questa e le brecce, si nota in più punti la presenza di un materiale argilloso rossastro, parzialmente alterato, che talora è frammisto a detrito minuto, dolomitico, anch'esso parzialmente alterato; lo spessore di questo materiale, dove

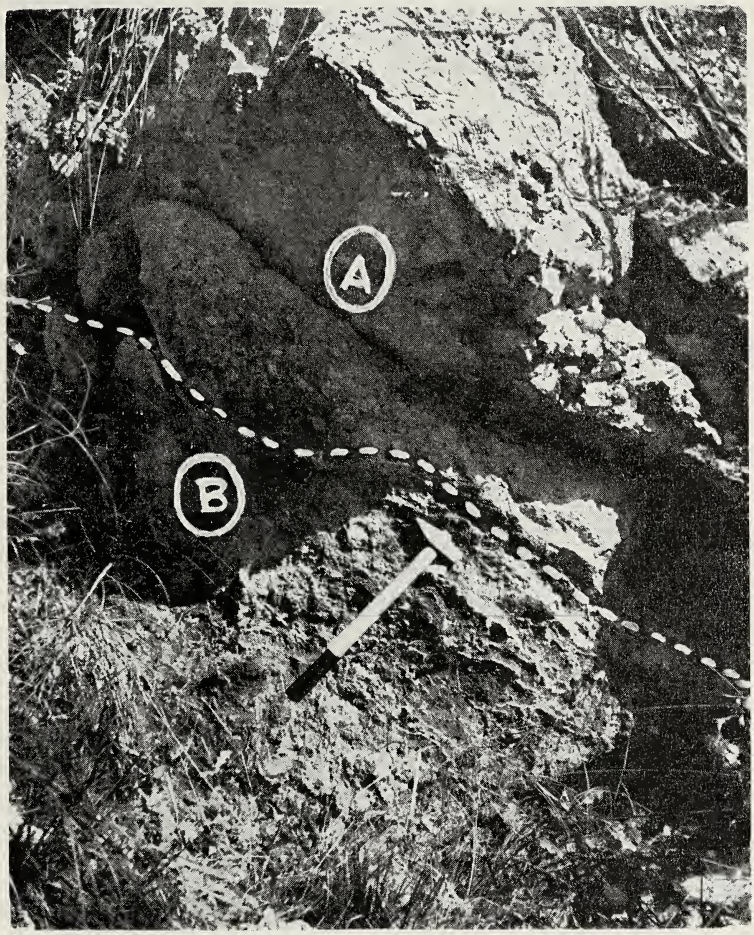


Fig. 4. — Contatto (tratteggiato) tra le brecce (A) e la lava (B) alterata e scoriacea.

è stato possibile misurarlo, e cioè sotto il fronte di cava, può raggiungere i tre metri.

I frammenti dolomitici contenuti in questo materiale appaiono tanto più alterati quanto più ci si avvicina alla zona di contatto con la colata, dove appaiono argillificati nella stessa maniera degli inclusi della lava. Si tratta probabilmente di un paleosuolo formato in pre-

valenza di materiale piroclastico; non è da escludere però che possa trattarsi di lembi residui di una formazione lacustre (4) che si estendeva intorno ai 300 m. di quota e poggiava sui bordi dei rilievi mesozoici che circondano la pianura; infatti lateralmente alla colata, verso N, affiora un piccolo lembo di questa formazione. Anche questo sedimento lacustre è formato in prevalenza da materiali piroclastici più

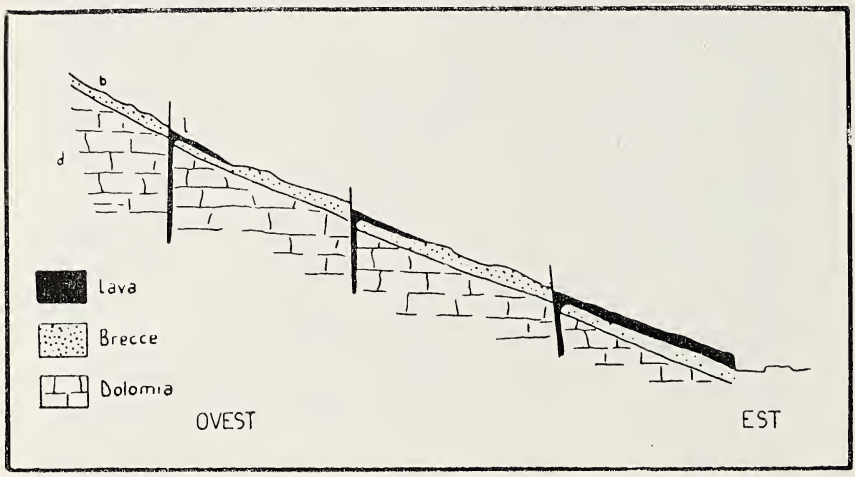


Fig. 5. — Sezione rappresentativa del tutto schematica della zona ad W della cava di pietrisco nei pressi di Presenzano.

o meno argillificati; fra i minerali argillosi predomina l'halloysite nella forma più idrata ($4H_2O$).

A quote superiori a quelle di questo affioramento, più esteso e potente, si trovano numerosi altri piccoli affioramenti di materiale lavico, che presentano, in proporzioni ridotte, la stessa giacitura della lava sottostante; infatti a varie altezze, sino a circa 400 m. di quota, si vedono fratture o faglie di piccolissimo rigetto, da cui fuoriescono masserelle di lava, la quale, al contatto con le dolomie o le brecce appare scoriacea ed alterata, e spesso ingloba frammenti dolomitici. Al di sotto di queste fratture si trovano piccole colate estese per alcune decine di metri quadrati.

Queste faglie sono tutte all'incirca parallele fra loro ed alla faglia principale, a forte rigetto, che con direzione all'incirca N-S borda il rilievo in questa zona.

(4) Lo studio di questa formazione lacustre è stato effettuato da Tullio Pescatore ed Italo Scrosso e sarà reso noto in un lavoro di prossima pubblicazione.

È sintomatico inoltre che nei pressi di queste grandi faglie che limitano i massicci mesozoici (nei dintorni del Roccamonfina), specialmente dove affiorano i terreni più antichi, si abbiano manifestazioni di acque minerali ed emissioni di CO_2 (Rialto, Pratella...) (5).

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, dicembre 1963.

RIASSUNTO

Viene segnalata per la prima volta e descritta una bocca eruttiva che ha la particolarità di fuoruscire da fratture che si aprono nella dolomia della serie mesozoica calcareo-dolomitica che affiora nelle vicinanze di Presenzano (Caserta).

La lava che fuoriesce da queste fratture è una leucitite e pertanto viene considerata appartenente al vicino bacino magmatico del Roccamonfina.

RÉSUMÉ

Les Auters decrirent une bouche eruptive, jamais signalé jusqu'aujourd'hui. Elle a la particularité de sortir par des fractures qui s'ouvrent dans la dolomie de la série mesozoique calcaire-dolomitique prés Presenzano (Caserta).

La lave qui sortes par ces fractures est una laucitite; pour cela elle est considéré faisant partie du voicin bacin magmatique du Roccamonfina.

SUMMARY

The Autors describe a eruptive mouth, never signaled till now; the mouth has the peculiarity of coming out from some rifts, which open into the dolomia of the mesozoic calcareous-dolomitic series near Presenzano (Caserta).

The lava coming out from these rifts is a leucitite and therefore it has been considered as belonging to the neighboring Roccamonfina magmatic basin.

---

(5) Ringraziamo il Prof. Antonio Scherillo per i consigli di cui ci è stato prodigo e per l'interesse mostrato al nostro lavoro.

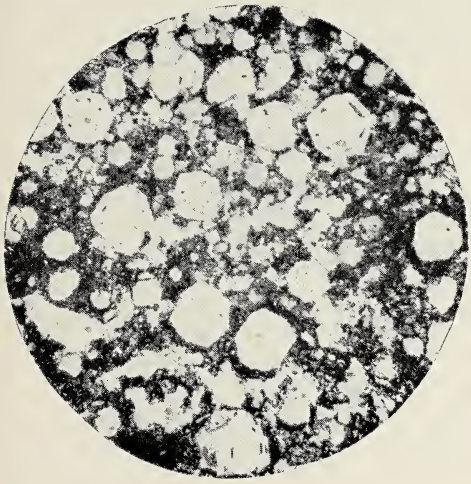
Tavola I.

Fig. 1. — Cristallini di leucite che costituiscono la massa di fondo.
Preparato P7 (× 40).

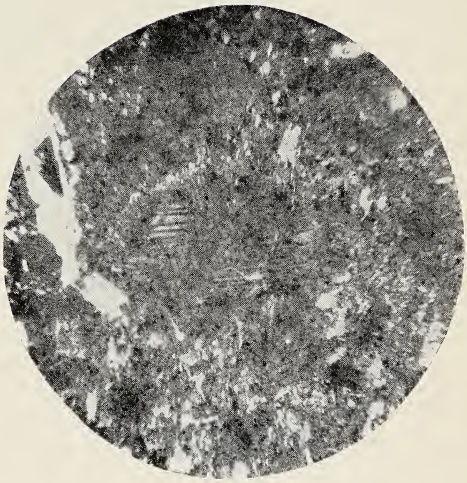
Fig. 2. — Leucite a Nicols incrociati
Preparato P3 (× 60).

Fig. 3. — Pirosseno augite.
Preparato P5 (× 60).

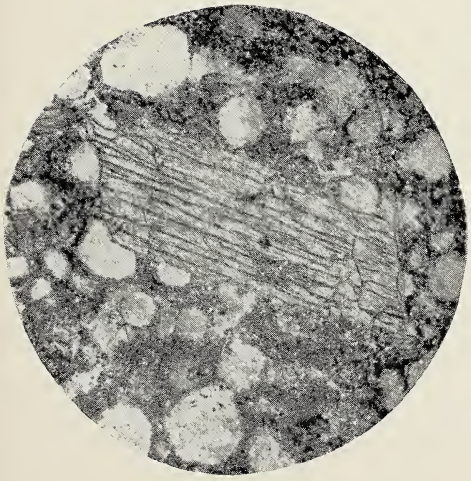
Fig. 4. — Cristallini di magnetite.
Preparato P5 (× 40).



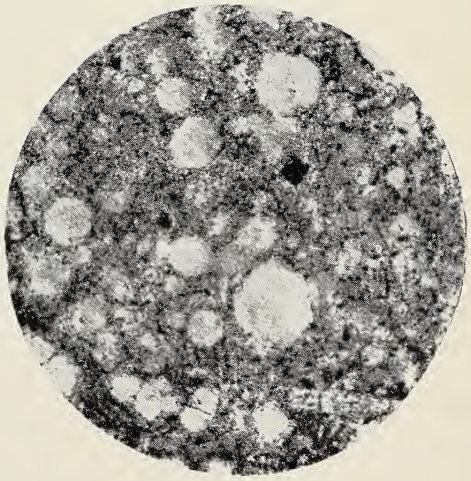
1



2



3



4

Isolamento delle γ-globuline da plasma di coniglio iperimmune

Nota del socio TEODORO DE LEO e del Dott. AUGUSTO BIONDI

(Tornata del 27 dicembre 1963)

1) Premessa

Nel corso di ricerche, per le quali era necessario disporre di antiproteine, fu preso da noi in considerazione l'isolamento, nelle migliori condizioni, di γ-globuline immunologicamente attive dal plasma di coniglio.

Dall'esame della relativa letteratura due metodi apparvero adatti allo scopo e cioè la precipitazione frazionata mediante salatura o quella mediante solventi organici a basse temperature. Ricerche preliminari ci fecero scartare il primo metodo in quanto esso è notevolmente lungo, dovendosi allontanare per dialisi le elevate quantità di sale precipitante e tale operazione dava origine ad inconvenienti diversi quali l'inquinamento batterico delle proteine, il decadimento della loro attività specifica immunitaria ecc. ecc.

Siamo stati indotti da tali considerazioni a verificare se il secondo metodo ed in particolare quello di Cohn, utilizzato finora solo per il frazionamento delle proteine del plasma umano, fosse o meno applicabile all'isolamento delle antiproteine da plasma di coniglio.

Nella presente nota riferiamo i risultati ottenuti.

2) Parte sperimentale e risultati

2-1. *Soluzioni e materiale adoperato.*

a) Tampone acetato: si prepara unendo due volumi di sodio acetato 4 M. con quattro volumi di acido acetico 10 M e portando il

tutto a dieci volumi con acqua distillata; il tampone ha una molarità di 0,8 e un pH. = 4.

b) *Alcool etilico*: si utilizza una soluzione di alcool in acqua al 53,3% (v/v) avente una densità a 25°C = 0,919.

c) Sodio bicarbonato 0,01 M.

d) Sodio cloruro 0,0015 M.

e) Tampone acetato - bicarbonato: si prepara sciogliendo, in 63 ml di sodio acetato 4 M, 15,2 g di sodio bicarbonato (= 0,19 M) e portando il tutto ad 1 litro con acqua. Il tampone ha una molarità = 0,44 ed un pH = 7,9.

f) Centrifuga refrigerata International mod. PR 1.

2-2. *Preparazione del plasma iperimmune.*

Il plasma di coniglio iperimmune si preparava trattando con *antigeni proteici* conigli maschi adulti, a giorni alterni ed a dosi crescenti e cioè con 2 mg per il primo ciclo di tre iniezioni, 4 mg per il secondo e 8 mg per il terzo; delle tre iniezioni le prime due venivano praticate per via sottocutanea, la terza per via endovenosa. Durante tale periodo l'attività anticorpale del sangue veniva periodicamente saggiata prelevandone campioni ed analizzandoli sia su piastra che in provetta. Alla fine dei tre cicli di iniezioni si raggiungeva di regola la massima attività anticorpale; gli animali venivano, allora sacrificati, il sangue prelevato, reso incoagulabile con citrato sodico (12 ml/90 ml sangue) e da esso si otteneva per centrifugazione il plasma.

Su di esso veniva sempre dosata la concentrazione proteica totale col metodo del biureto secondo Gornall [1].

Alla fine del terzo ciclo, è stata saggiata l'attività anticorpale del siero; la presenza di anticorpi in quantità sufficiente è stata rivelata mediante la tecnica di diffusione su agar e dopo 18 ore si è potuto osservare una netta banda di precipitazione; è stato inoltre osservato la presenza di un precipitato in provetta nelle quali sono state poste quantità di siero diluite fino 1:10240 con quantità fissa l'antigene; per tutti i sieri si è potuto osservare la presenza del precipitato fino alla diluizione di 1:5120.

2-3. *Isolamento delle γ-globuline.*

L'isolamento delle fu da noi effettuate utilizzando, il metodo VI di Cohn [2] a cui furono apportate diverse modifiche.

Tale metodo consta, di tre precipitazioni (vedi schema in figura N. 1) eseguite nel modo seguente:

a) *prima precipitazione*: il valore del pH del plasma viene aggiustato a 7,2 mediante il tampone di acetato e la sua concentrazione proteica portata, mediante acqua distillata, al 5,5%; il tutto si porta, poi, alla temperatura di — 3°C, agitando lentamente per evitare la formazione di ghiaccio e a tale temperatura si aggiunge, nello spazio di un ora, tanto etanolo da ottenere una concentrazione finale di esso dell'8% (177 ml etanolo/litro plasma). Dopo aver lasciato il tutto a — 3°C per tre ore si separa il precipitato formatosi per centrifugazione (550 g × 30′ a — 3°C) ottenendo così il *precipitato I* e il *supernatante I*.

b) *seconda precipitazione*: il valore del pH del superantante I viene stabilizzato mediante aggiunta di $NaHCO_3$ 0,01 M (15 ml/litro supernatante) che forma, con la CO_2 presente nel plasma, un tampone; successivamente, mediante aggiunta del tampone acetato, si porta il valore del pH a 6,7. Con le stesse precauzioni descritte in precedenza il tutto si porta alla temperatura di — 6°C e si aggiunge nello spazio di tre ore, tanto alcool etilico, da ottenere una concentrazione finale del 25%. Il tutto si lascia alla stessa temperatura per altre quattro ore ed infine centrifugando (550 g × 30′ a — 6°C) si ottengono *precipitato II* ed il *supernatante II*.

c) *terza precipitazione*: il precipitato II, disciolto in NaCl 0,0015 M, in modo da ottenere una concentrazione proteica dell'1% viene portato a pH 7,2 mediante tampone di acetato-bicarbonato; si aggiunge poi, dopo aver portato il tutto a — 5°C, tanto alcool etilico da portare la concentrazione finale al 20% (480 ml/litro soluzione) effettuando l'aggiunta al solito modo e nello spazio di 3 ore. Dopo altre tre ore alla stessa temperatura si centrifuga (550 g × 1 ora a — 5°C) ottenendo così il *precipitato III*.

Il precipitato III viene sciolto in tampone di fosfato in modo da ottenere una soluzione proteica alla concentrazione voluta.

Il metodo è stato da noi controllato sottoponendo ad elettroforesi su carta sia il plasma di partenza, sia il supernatante I e II sia i precipitati I, II e III. I risultati riportati nella tabella e nella figura N. 2 mostrano che la prima precipitazione isola dal plasma di coniglio. che contiene sei frazioni proteiche separabili per elettroforesi. nel supernatante I cinque frazioni; successivamente la seconda precipitazione isola, nel precipitato II γ-globuline impure da albumine e β-globuline. La terza precipitazione dà γ-globuline pure.

In definitiva le modifiche da noi apportate al metodo VI di Cohn per renderlo applicabile all'isolamento delle γ-globuline di coniglio sono le seguenti:

a) nell'eseguire la seconda precipitazione il pH del supernatante I fu portato da 6,9 (valore originale del metodo) al valore 6,7 in quanto effettuando col plasma di coniglio la precipitazione a 6,9 il supernatante II contiene ancora γ-globuline, cioè la seconda precipitazione a tale pH non è quantitativa.

b) per ottenere un pH 6,7 si tamponò prima con una soluzione di $NaHCO_3$ 0,01 M evitando così la influenza variabile da campione della CO_2 disciolta nel plasma, sul tampone di acetato successivamente aggiunto per portare il pH al valore desiderato.

c) il precipitato II fu purificato col metodo di Deutch e coll. [3] che permette di ottenere γ-globuline pure. (Tale procedimento non è seguito nel metodo di Cohn).

3) Conclusioni.

Le modificazioni su riferite apportate al metodo di Cohn VI. messo a punto dall'A. per isolare le frazioni proteiche del plasma umano, ci hanno permesso l'isolamento dal plasma iperimmune di coniglio delle frazioni γ-globuliniche ad elevato grado di purezza ritrovabile mediante elettroforesi.

Tale metodo notevolmente rapido, in quanto l'isolamento delle γ-globuline può essere portato a termine nello spazio di circa 16-18 ore, risultò di particolare utilità, non solo per la separazione di γ-globuline pure dal plasma normale di coniglio ma anche per la separazione di γ-globuline pure dal plasma di coniglio iperimmunizzato con riduzione al minimo del decremento dell'attività specifica immunitaria.

A tale scopo si è proceduto come per i sieri interi, alla evidenziazione dell'attività anticorpale sia mediante diffusione su agar, sia mediante precipitazione in provetta con diluizione crescente di γ-globuline.

Si è potuto osservare che non vi è stata diminuzione della attività anticorpale in quanto il precipitato era visibile anche con diluizione 1:5120.

Esso quindi si presta bene sia nel campo della ricerca scientifica che in quello della preparazione a scopi terapeutici di tali sostanze.

TABELLA

Risultati del controllo elettroforetico del metodo di isolamento delle γ-globuline dal plasma di coniglio.

Elettroforesi n.	Materiale sottoposto a migrazione	Risultati
1	Plasma	Frazioni Albumine, Globuline α_1, α_2, β_1, β_2 e γ.
2	Supernatante I	Albumine, Globuline α_1, α_2, β_1 e γ.
3	Precipitato I	Albumine e Globuline β_2.
4	Supernatante II	Albumine, Globuline α_1, α_2 e β_1.
5	Precipitato II	γ + tracce Albumine e ß-Globuline.
6	Precipitato III	γ-Globuline.

Metodo: Apparecchio verticale tipo Williams [4]; tampone dietilbarbiturato pH 8,6, μ 0,075; carta Whatman n. 1: volts 200/striscia lunga 36 cm; 1 mA/striscia larga 4 cm; durata separazione 18 ore.

RIASSUNTO

Gli AA. hanno messo a punto un metodo rapido e adatto per l'isolamento delle γ-globuline nel plasma di coniglio iperimmune, controllando mediante elettroforesi su carta e determinazioni immunologiche, le varie operazioni eseguite.

SUMMARY

The AA. have performed a fast and suitable method for the isolation of γ-globulins from iperimmune rabbit plasma, by cecking the various steps of the method with paper electrophoresis and immunological determinations.

BIBLIOGRAFIA

[1] Gornall A. G., J. Biol. Chem., **751**, 177 (1949).
[2] Cohn E. J., Strong L. E., Hughes W. L. Jr., Muldford D. J., Ashworth J. N., Melin M. and Tailor H. L. J. Am. Chem. Soc., **459**, 68 (1946).
[3] Deutsch H. F., Gosting L. J., Alberty R. A. and Williams J. W. J. Biol Chem., **109**, 164 (1946).
[4] Williams F. G. et al., *Science*, **829**, 121 (1955).

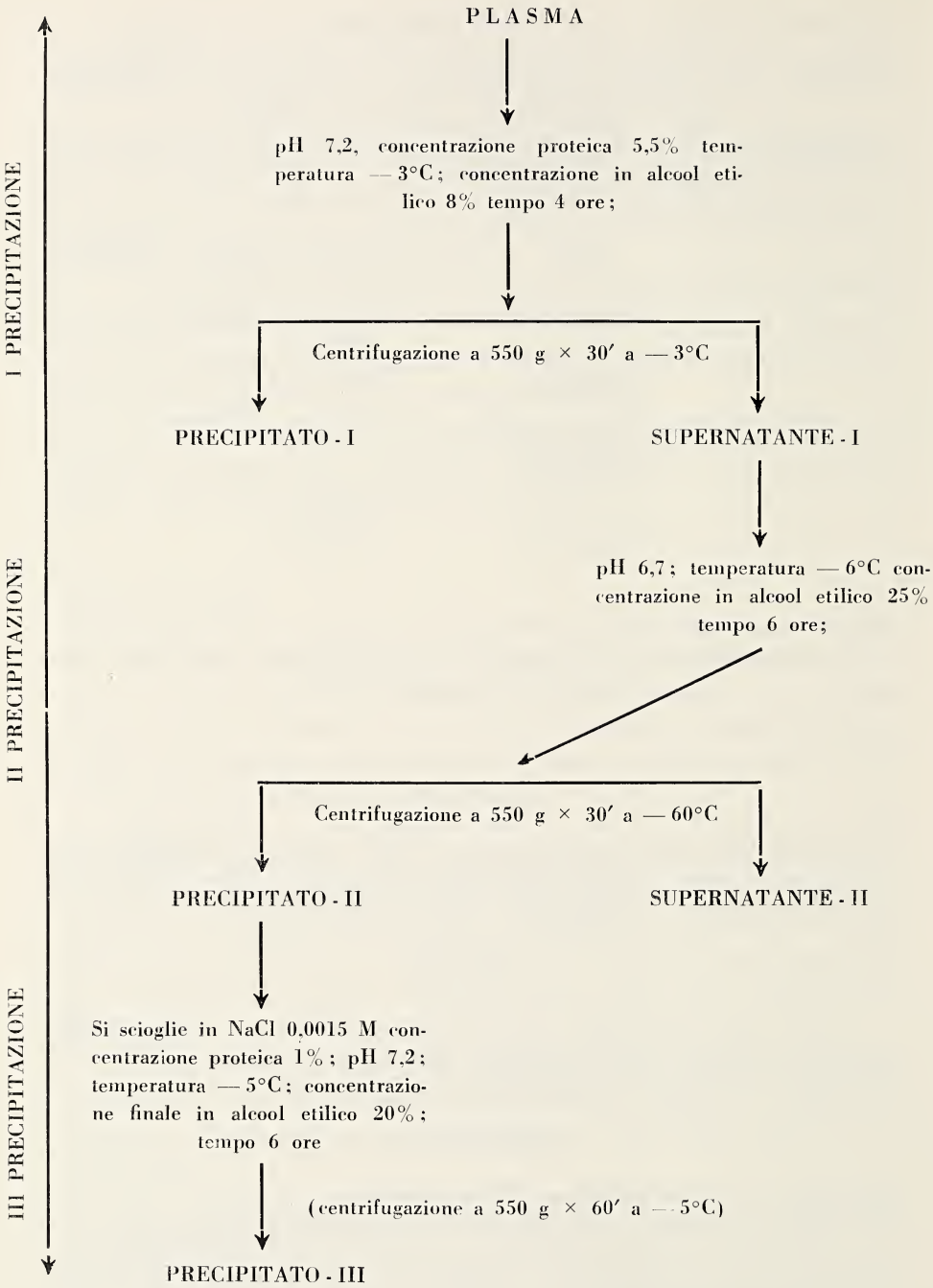


Fig. 1. — Schema del metodo per l'isolamento delle γ-globuline dal plasma di coniglio.

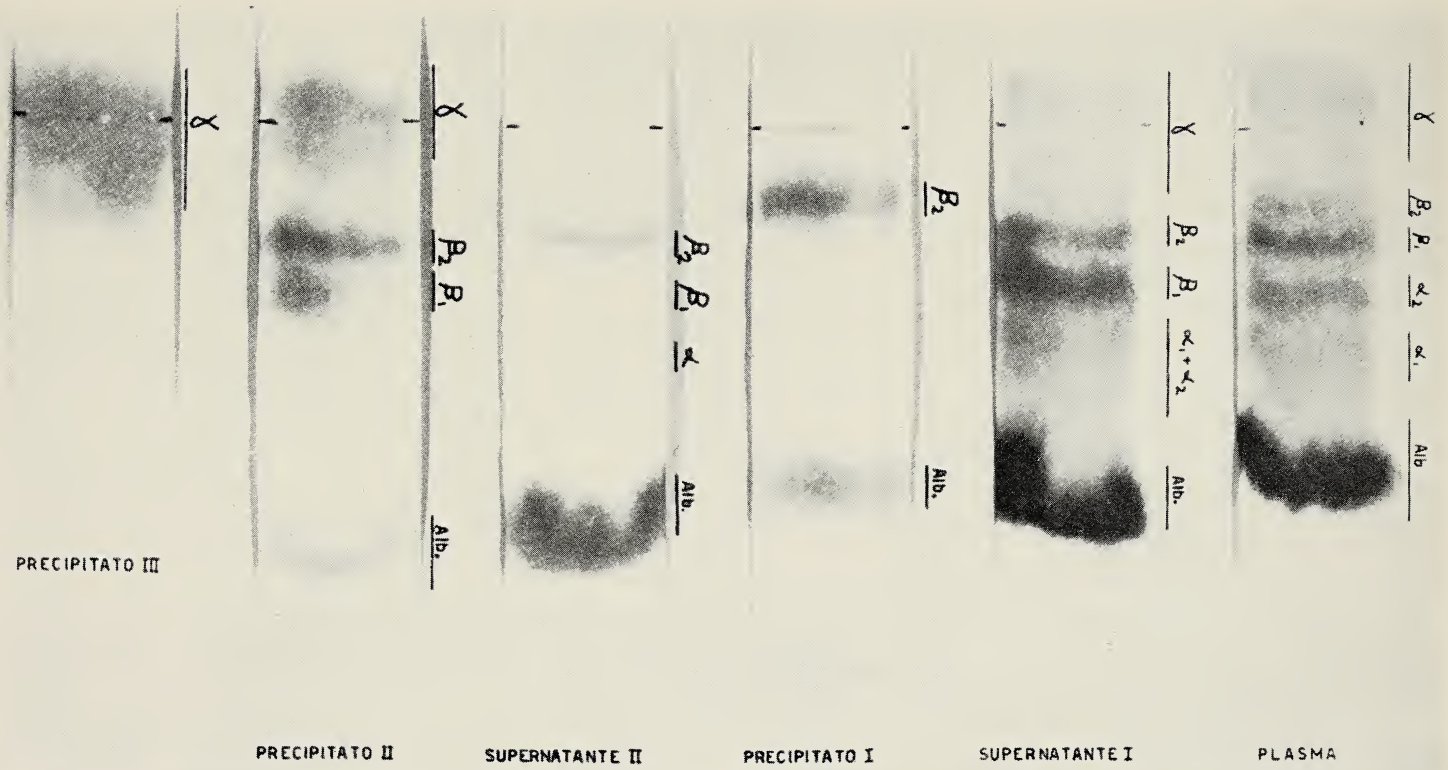


Fig. 2. — Controllo elettroforetico del metodo d'isolamento delle γ-globuline dal plasma di coniglio

STUDI SPELEOLOGICI E FAUNISTICI SULL'ITALIA MERIDIONALE
SUPPLEMENTO AL BOLLETTINO DELLA SOCIETÀ DEI NATURALISTI IN NAPOLI
N. 26 Aprile 1963

La grotta del "Festolaro,, presso l'abitato di Valle dell'Angelo (Cilento) e il suo significato nel quadro della evoluzione del carsismo silentino

Nota del socio BRUNO D'ARGENIO

(Tornata del dì 25 aprile 1963)

Premessa.

Uno degli aspetti morfologici più caratteristici dei gruppi calcareo-dolomitici mesozoici del Cilento, e di quello del M. Cervati in particolare, è indubbiamente rappresentato dal contrasto tra le forme giovanili e ardite che li scompongono e li delimitano, imponendosi immediatamente all'osservatore, e le superfici antiche, peneplanate e ricchissime di fenomeni carsici, sollevate ad altezze spesso superiori ai mille metri, e conservate per tratti anche estesi.

L'intenso sollevamento, iniziato già prima della fine del Pliocene e continuato durante il Quaternario, ha provocato l'infossarsi della rete idrografica e lo svilupparsi del carsismo ipogeo che è tra i caratteri geomorfologici peculiari della regione.

La grotta del Festolaro, che costituisce l'oggetto di questa nota, è infatti una delle numerose cavità carsiche di cui il gruppo del Cervati è ricco, e non certo delle più grandi. Tuttavia mi hanno indotto a segnalarla e a descriverla alcune sue caratteristiche particolari che consentono interessanti considerazioni non solo sulla grotta (1), come fatto morfologico elementare, ma anche sui fenomeni carsici ipogei del Cilento; il loro studio sistematico e la loro interpretazione gene-

---

(*) Lavoro eseguito col contributo del C. N. R.

(1) L'esplorazione ed il rilevamento della grotta del Festolaro furono eseguiti in più riprese tra i mesi di giugno e settembre 1961.

Desidero ringraziare qui gli amici dottori Tullio Pescatore ed Antonio Vallario per la loro collaborazione, rispettivamente nel rilevamento della grotta e nelle escursioni orientative sul terreno.

rale vanno inquadrati nella storia geologica della regione, rappresentando, nella evoluzione geomorfologica di quest'ultima, un momento che va considerato nel suo divenire: cioè quale anello di congiunzione tra i fatti stratigrafici, tettonici e morfologici antichi e i fatti geomorfologici attuali.

I.

Dati catastali

La grotta del « Festolaro » è ubicata sul versante occidentale del Monte l'Ausinito, gruppo del Cervati, in tenimento del Comune di Valle dell'Angelo (Salerno) e non era finora nota che localmente.

La grotta non è segnata sulla tavoletta « Pruno » dell'I.G.M. (F. 209 Vallo della Lucania, I NE, Pruno), risulta invece segnata un'altra cavità, a quota 1000 circa, sempre sul versante occidentale dell'Ausinito.

La grotta del « Festolaro » è ubicata a quota 635, nell'impluvio a sud della località Piano del Pero; questo impluvio, che confluisce nel F. Calore dopo un percorso di circa 300 metri, è orientato da est ad ovest, quasi nel proseguimento dell'ultimo tratto del Calore stesso prima dell'abitato di Laurino. Le coordinate I.G.M. (sistema U.T.M.) sono 33 T WE 301 647.

Anche la sorgente che sgorga presso la grotta è riportata ad una quota di oltre 15 metri più in basso, cioè a quota 607 anziché 625.

La grotta del Festolaro.

La grotta, limitata a monte e a valle da due laghetti, ha uno sviluppo complessivo di circa 160 metri così ripartiti: cunicolo d'ingresso e diverticoli ciechi presso l'ingresso: m. 14; galleria superiore: m. 56; cunicolo e caverna inferiori e laghetto a valle: m. 68; galleria terminale e laghetto a monte: m. 24.

La distanza massima tra i due punti estremi del convacuo è di circa 95 metri, il dislivello tra il fondo del laghetto a monte e quello del laghetto a valle è di poco superiore ai 10 m.; pertanto questa cavità, nel complesso, può considerarsi un paravacuo (2).

Si accede alla grotta da un cunicolo di piccolo diametro attraverso cui si penetra nel corridoio superiore, dopo un tratto in pendio

(2) Poiché non disponiamo, a tutt'oggi, di una terminologia speleologica universalmente accettata e, d'altro canto, si rende necessario nella descrizione l'uso di

ricoperto da detrito convogliato nella grotta dalle acque meteoriche, che percorrono l'impluvio esterno.

Appena all'altezza della galleria superiore si apre sulla sinistra un cunicolo che, dopo un percorso di 8 metri in leggero pendio, si biforca interrandosi però rapidamente; inoltre una fessura, appena all'inizio del corridoio, mette quest'ultimo in comunicazione con una caverna che costituisce la parte terminale del cunicolo inferiore.

a) *Galleria superiore.*

La galleria superiore ha un profilo a contropendenze, con una sezione trasversale complessa in cui ad una iniziale morfologia chemioclastica si è sovrapposta in più punti una morfologia graviclastica; ne risulta pertanto una cavità a profilo trasversale più sviluppato in larghezza che in altezza con restringimenti che rendono faticoso in alcuni punti il passaggio, soprattutto quando le frange stalattitiche che pendono dal soffitto e i crostoni stalagmitici che pavimentano la cavità provocano ulteriori diminuzioni dell'altezza della galleria. In alcuni punti fessure strette e impraticabili mettono in comunicazione la galleria col sottostante cunicolo.

Nel tratto iniziale e in quello medio esistono inoltre due pilastri stalattostalagmitici di non rilevante diametro. Inoltre alcune aree della volta, soprattutto in corrispondenza di distacchi recenti, sono tapezzate da piccole stalattiti tubulari.

b) *Galleria terminale.*

Dopo un percorso di circa 56 metri si apre verso est una seconda galleria, lunga circa 20 metri, alta da 3 a 5 metri e larga da 3 a 7 metri, in cui la morfologia graviclastica non ha che in piccola parte obliterato la precedente morfologia chemioclastica.

Più limitati risultano anche i processi di incrostazione, forse per la maggiore distanza dall'ingresso di questa parte della grotta.

Anche durante la stagione estiva il pavimento della galleria è parzialmente allagato dalle acque che traboccano dal laghetto, che

---

termini ben definiti nel loro significato soprattutto sistematico, ho ritenuto opportuno limitarmi a quei termini di cui esiste una definizione aggiornata e precisa. A questo scopo oltre che della letteratura speleologica recente, mi sono servito in particolare dei due pregevoli lavori sui problemi della nomenclatura speleologica di Anelli (1959) e Maucci (1961).

rappresenta la prosecuzione verso est della galleria stessa e l'ultima parte della grotta.

Alla estremità occidentale di questa galleria vi è l'imboccatura del cunicolo inferiore.

c) *Laghetto a monte.*

Il pavimento della galleria terminale si deprime verso est, dando luogo ad una cavità di forma ovale della lunghezza di circa 8 metri, con una sezione subcircolare del diametro di 5 metri circa, occupata dalle acque per un'altezza di 1,5 m. durante la stagione estiva e con una strozzatura mediana in corrispondenza della quale una frangia di stalattiti scende fin quasi a lambire le acque, costituendo un diaframma che rende poco agevole il passaggio.

All'estremità orientale del soffitto si apre un camino, del diametro di 60 centimetri.

Il profilo di questa parte della grotta è modellato da fatti efforativi che appaiono evidenti soprattutto nell'estremità orientale, in corrispondenza del camino, che non è stato però esplorato.

Sul fondo del laghetto e appoggiati alla parte sommersa della parete orientale, vi sono inoltre materiali fangosi in parte di provenienza esterna, ivi convogliati dalle acque che percorrono il camino.

In questo fango si riconoscono tre elementi costitutivi di diversa origine: ciottoletti calcarei e dolomitici di dimensioni di poco superiori ad 1-2 mm., usurati meccanicamente durante il trasporto; granuli di quarzo e pagliuzze di mica; piccole pomici giallicce. Il quarzo e la mica provengono dai terreni miocenici ancora presenti, in lembi residui, sulla sommità dei rilievi o nelle conche tettonico-carsiche di maggiori dimensioni, mentre le pomici sono il residuo del dilavamento dei tufi vulcanici. I ciottoletti calcarei e dolomitici sono probabilmente quasi tutti di provenienza ipogea.

L'acqua presente nel laghetto normalmente non proviene dal camino ma sorge da alcune fratture in prossimità del fondo.

La portata di questa sorgente in agosto è di circa 1,5 litri/sec. e poco meno in settembre (misure eseguite nel 1961).

L'acqua sgorga limpida e in leggerissima pressione, tale da non provocare alcuna apparente turbolenza.

d) *Cunicolo e caverna inferiore.*

All'estremità occidentale della galleria terminale si apre un cunicolo che, passando al di sotto della galleria superiore ad una distanza

variabile da 1 a 5-6 metri dal fondo di quest'ultima, convoglia le acque che sorgono nel laghetto a monte in un altro laghetto, posto all'estremità occidentale della grotta. Questa parte della grotta per oltre 50 metri ha un profilo longitudinale a gradinata (3 gradini principali) ed un lume molto ridotto, con un diametro che oscilla tra i 50 e gli 80 centimetri e con sezioni trasversali efforative, che mostrano diffuse sovraimposizioni di un'attività gravitazionale. Negli ultimi 15 metri, dopo l'ultimo gradino, il cunicolo si allarga in una caverna irregolare; il suo fondo, che non è allagato durante la stagione estiva, è a pochi centimetri dal pelo delle acque che riempiono l'adiacente laghetto a valle, estrema parte occidentale del convacuo.

Nella parte mediana il soffitto di questa caverna si raccorda a mo' d'ortovacuo con la fessura presente nel tratto iniziale della galleria superiore.

La caverna ha una morfologia graviclastica deformata dallo spostamento di un pacco di strati che costituiva il suo soffitto e che hanno ruotato leggermente verso ovest. dando origine alle fessure che la mettono in comunicazione con la galleria superiore e con il laghetto a valle.

e) *Laghetto a valle.*

Dalla caverna si accede al laghetto a valle mediante una fessura disposta verticalmente, alta circa 3 metri e larga non più di 40 centimetri alla base; le acque vi defluiscono attraverso un cunicolo efforativo di un paio di metri, posto ad un livello più basso.

Il laghetto occupa il fondo di una caverna a pianta ovale di 5 × 7 metri, allungata da est ad ovest, con un'altezza del fondo di circa 6 metri.

Il laghetto è occupato dalle acque per circa tre metri nella parte centrale durante la stagione estiva ed è provvisto di due cunicoli laterali che funzionano da sfioratori e da cui le acque, traboccando, fuoriescono dall'invaso.

La morfologia di questa parte della grotta è chemioclastica solo nella metà superiore, ma risente nel complesso di notevoli azioni idromorfe.

Conclusioni.

Nel suo insieme la grotta del Festolaro è un paravacuo a due vani sovrapposti, con una iniziale morfologia chemioclastica (galleria

superiore, galleria terminale) e parzialmente efforativa (laghetto a monte) nel vano superiore, modificata da successivi fatti idromorfi e graviclastici; e con una morfologia efforativa e gravitazionale quasi sempre iniziale (cunicolo inferiore) ma anche sovrimposta (caverna inferiore, laghetto a valle) nel vano inferiore.

La sorgente del Festolaro.

Un cenno merita la sorgente del Festolaro, per il significato che assume nel quadro della genesi e della evoluzione della grotta.

La sorgente reale non corrisponde alla cosiddetta sorgente geologica, poichè sgorga dal detrito che riempie l'impluvio del Festolaro poco più di 10 metri a valle dell'imboccatura della grotta, cioè quasi un metro più in basso rispetto agli sfioratori del laghetto a valle, da cui l'acqua proviene.

Ma la quantità d'acqua che fuoriesce è nettamente inferiore a quella che si versa dal cunicolo inferiore nel laghetto a valle, cioè, in definitiva, rispetto a quella che trabocca dagli sfioratori; ciò fa supporre che parte delle acque si perdano nel subalveo dell'impluvio, defluendo entro il detrito che lo riempie con spessori via via crescenti verso le quote più basse.

Tuttavia la presenza dei due sfioratori, entrambi prodotto di un'azione efforativa, fanno ritenere non improbabile che parte delle acque possano confluire in altre cavità poste a quote inferiori, la cui presenza è indirettamente dimostrabile, come si vedrà in seguito.

A proposito di questa sorgente infine v'è da osservare che essa non sembra corrispondere alla sorgente *Festolaro* riportata nell'elenco delle sorgenti italiane del Servizio Idrografico (Ruggiero, 1942, pag. 326) pur essendo ubicata press'a poco nella stessa località.

Infatti al n. 3225 dell'elenco è riportata una sorgente, « sgorgante all'imbocco di una grotta scavata nel calcare », che in giugno (23.6.1932) erogava circa 12 litri/sec.; una massa d'acqua quasi dieci volte maggiore di quella calcolata nel 1961.

Ma più che questo dato, soggetto in terreni carsici alle più grandi fluttuazioni, non convincono la quota di m. 1080 e le coordinate (2° 55′ 42″ di longitudine e 40° 18′ 17″ di latitudine) che corrispondono press'a poco al rilievo di *Tempa degli Annicchi*, 3 Km. a sud del Festolaro, poichè tale rilievo, la cui sommità peneplanata oscilla

tra i 1250 e i 1300 metri, non possiede sorgenti perenni a quote inferiori ai 1256 metri (3).

Pertanto non credo si debba tener conto dei dati forniti dal Servizio Idrografico, per considerazioni riguardanti una eventuale variazione di portata della nostra sorgente.

II.

Cenni litostratigrafici

Il monte l'Ausinito insieme al più occidentale M. Pescorubino costituisce l'estrema propaggine nord occidentale di una dorsale d'andamento appenninico, che si spinge con la Serra di Cervati e la cima di Mercori verso sud-est per quasi 12 chilometri, fino al M. Cervati stesso.

Vi affiorano circa 700 metri di calcari, calcari dolomitici e dolomie tutti appartenenti al Cretacico.

Nella successione litostratigrafica del M. l'Ausinito possiamo distinguere due parti. La prima è data da calcari e calcari dolomitici grigi, con diceratidi e talora nerinee a cui sono intercalati strati e banchi di dolomia cristallina grigia o giallina. La dolomitizzazione ha quasi del tutto cancellate le strutture organiche; a volte però solo parte di uno strato presenta bande dolomitiche. Rari sono gli interstrati argillosi verdi; verso la sommità di questa prima parte sono intercalati pochi metri di straterelli calcarei fissili, grigi o nerastri che ricordano le litofacies dei *calcari ad ittioliti* del Matese o dei Monti Lattari.

Dal punto di vista biostratigrafico alcuni campioni prelevati in serie permettono di riconoscervi, dal basso, parte della cenozona a *Cuneolina camposauri* Sartoni e Crescenti e la cenozona a *Cuneolina pavonia parva* Henson (Sartoni e Crescenti, 1962). Tali associazioni denotano la presenza del Cretaceo inferiore e medio (Neocomiano-Cenomaniano). Lo spessore di questa parte della serie cretacica è di circa 300 metri. La grotta del Festolaro è appunto scavata in questa porzione della successione litostratigrafica, in corrispondenza di alcuni strati di dolomia.

---

(3) Sul Foglio Vallo della Lucania, alla scala 1 : 100.000 è segnato però un *Vallone Festolaro*, pressappoco in corrispondenza del punto indicato da Ruggiero (1942) e dove l'attuale rilevamento aereofotogrmmetrico segna *Fugolo dei Mulitani*. Potrebbe pertanto essere ubicata in questo impluvio la sorgente a cui si riferisce Ruggiero nel suo elenco.

Il ruolo di queste intercalazioni dolomitiche nella circolazione idrica ipogea è messo in evidenza anche in superficie da zone di più rigogliosa vegetazione che si notano in corrispondenza di tali livelli, oppure da zone di umidità o addirittura da venute d'acqua di piccola entità, ma diffuse orizzontalmente per alcuni metri.

La seconda parte della succesione è data da calcari e calcari dolomitici grigio chiari, avana e bianchi, in cui le dolomie risultano più rare o addirittura assenti.

Verso l'alto vanno scomparendo i diceratidi mentre divengono sempre più abbondanti le rudiste con tipiche facies biostromali; non mancano acteonidi, nerineidi ed altri turricolati.

In questa parte sono ancora presenti le associazioni della cenozona a *Cuneolina pavonia parva* Henson e poi, verso l'alto, quelle della cenozona a *C. pavonia parva* e *Dyciclina schlumbergeri* Munier-Chalmas (Sartoni e Crescenti, 1962).

L'età di questa seconda parte oscilla pertanto tra il Cenomaniano e il Senoniano; gli spessori si aggirano sui 400 metri circa.

Il Mesozoico superiore calcareo dolomitico costituisce il basamento e l'ossatura fondamentale della regione, ma non è il solo terreno affiorante. Sebbene non ci interessino direttamente, vale la pena accennare ai terreni terziari che seguono in trasgressione al Cretacico: il Paleocene e il Miocene.

Il Paleocene è costituito da un'alternanza di calcari compatti, calcareniti e calciruditi con intercalazioni di marne verdi ed ha in genere poche decine di metri di spessore (Formazione di Trentinara, Selli, 1962). I terreni paleocenici poggiano in subconcordanza sul Cretacico superiore dove sono sovente trasgressivi, pur non mancando località in cui, almeno apparentemente, sembra che vi sia continuità di sedimentazione; quando questi terreni sono presenti con spessori meno modesti, comprendono anche l'Eocene inferiore. Il Paleocene-Eocene inferiore è troncato dalla trasgressione miocenica.

Il Miocene è dato da calcareniti giallastre che, in frattura fresca, mostrano plaghe residue di colore grigio-azzurro, in strati e banchi irregolarmente partiti, con rari interstrati marnosi, con litotamni generalmente in frammenti usurati e nidi di pettinidi. Questi terreni corrispondono alla Formazione di Roccadaspide di Selli (1957).

Verso l'alto seguono arenarie quarzose con passaggi a brecciole e puddinghe e interstrati marnosi che, localmente, possono aumentare di spessore (Formazione di Capaccio. Selli, 1957).

Le calcareniti della Formazione di Roccadaspide sono a volte

ancora presenti in piccoli lembi residui sui rilievi, mentre le arenarie e le marne della Formazione di Capaccio, che sono affette spesso da fenomeni di scivolamento gravitativo, possono rinvenirsi nelle depressioni carsico tettoniche, che le hanno risparmiate dall'erosione.

I terreni quaternari infine sono dati da terre rosse, esili e discontinue coltri di materiali piroclastici generalmente umificati, alluvioni, conoidi e detriti di falda.

Cenni di tettonica.

I lineamenti tettonici della regione sono determinati da faglie appenniniche che separano tra loro dorsali monoclinali che hanno uguale andamento.

Queste faglie hanno avuto il ruolo morfogenetico principale, imprimendo i caratteri essenziali non solo all'orografia ma anche all'idrografia epigea ed ipogea.

Altre faglie, pressocchè perpendicolari alle prime ma di minore importanza, formano con queste i sistemi principali, con notevole costanza d'orientamenti.

Le dorsali delimitate da questi sistemi di faglie costituiscono delle monoclinali complesse con immersione prevalenti a N e NE, come appunto la dorsale M. L'Ausinito-Cima di Mercori in cui è ubicata la grotta del Festolaro.

Tuttavia la grotta non è impiantata su una di queste faglie, ma su una faglia orientata quasi da est a ovest.

Tali faglie, orientate secondo i paralleli (o da WNW ad ESE) insieme ad altre che hanno direzioni a queste perpendicolari, formano un sistema secondario come importanza, ma forse geneticamente più antico.

Le faglie d'andamento appenninico sono tutte dirette, con piani prossimi alla verticale; frequenti sono le associazioni a gradinata.

Le faglie orientate da E a W sono anch'esse dirette, con piani fortemente raddrizzati e con rigetti più modesti.

Storia geologica della regione.

È noto che i tratti morfologici fondamentali di una regione vanno interpretati alla luce della sua evoluzione paleogeografica: anche nel nostro caso tale criterio conserva il suo valore, perchè l'esame della storia geologica del Cilento ci consente di considerare l'attuale car-

sismo superficiale ed ipogeo come un particolare momento nella evoluzione geomorfologica recente di questi gruppi montuosi.

Dai dati stratigrafici esposti precedentemente possiamo risalire alla evoluzione paleogeografica della nostra regione.

In particolare risulta interessante l'esame degli avvenimenti che si verificarono durante il Cenozoico, poichè i movimenti epeirogenetici medio cretacei, pur tanto diffusi nell'Appennino abruzzese-campano (D'Argenio, 1962) non si fecero qui risentire, come è dimostrato dalla continuità di sedimentazione e dalla costanza dei litotipi nella successione stratigrafica.

Nel Ceonozoico possiamo registrare due gruppi di eventi tettonici e paleogeografici:

a) eventi epeirogenetici,

b) eventi orogenetici.

a) Gli eventi epeirogenetici si ripetettero ritmicamente e furono accompagnati da parziali emersioni o da parziali trasgressioni fino al Miocene.

Possiamo ricordare qui la trasgressione Paleocenica (Selli, 1962) che è in relazione ad un sollevamento tardocretacico e ad una sommersione parziale paleocenica, e la trasgressione luteziana, meno estesa della precedente.

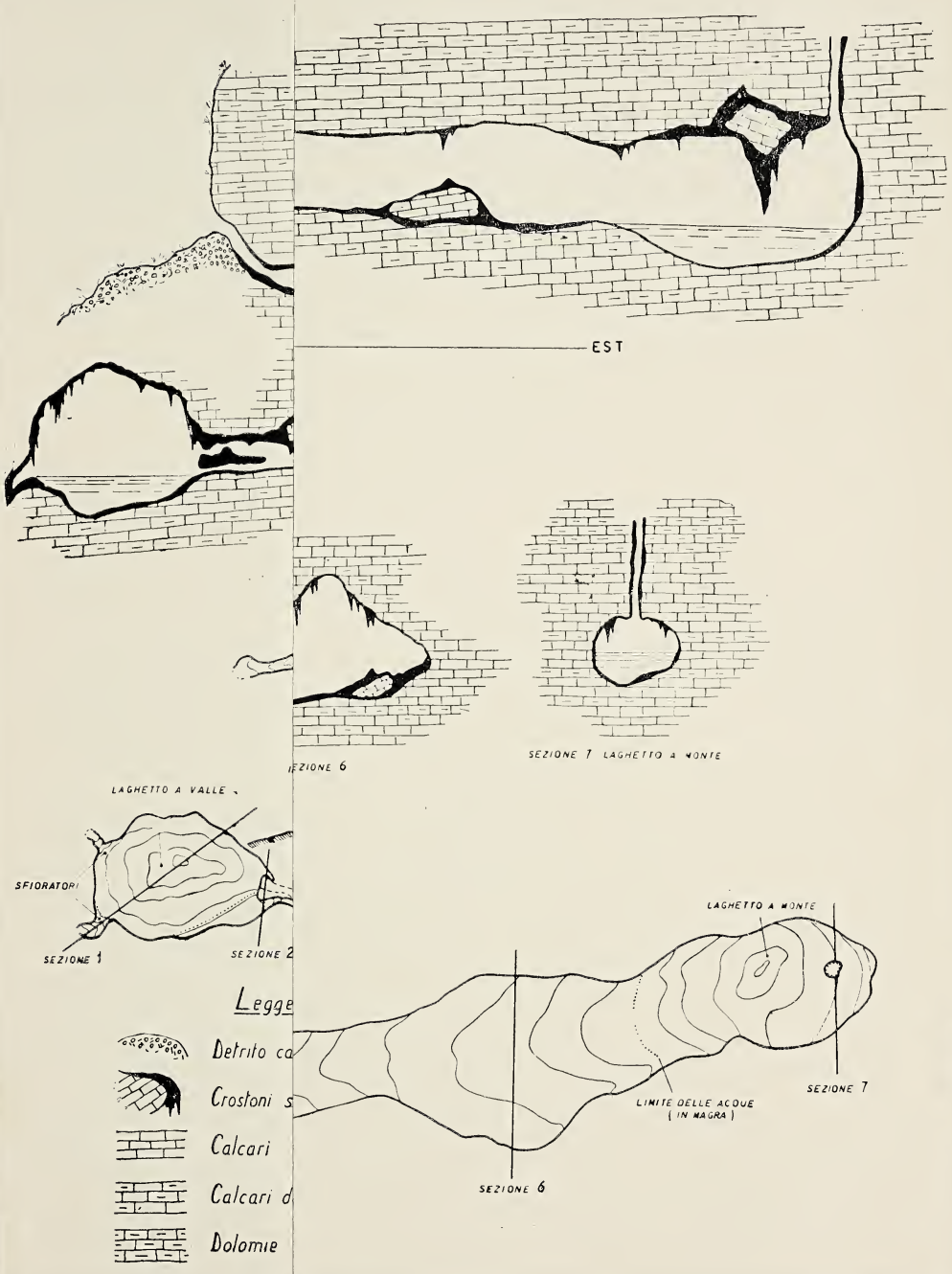
Forse durante tutto l'Eocene superiore e l'Oligocene la regione rimane nel dominio degli agenti atmosferici. Nel Miocene inferiore, infine una grande trasgressione riporta il mare sulle terre emerse.

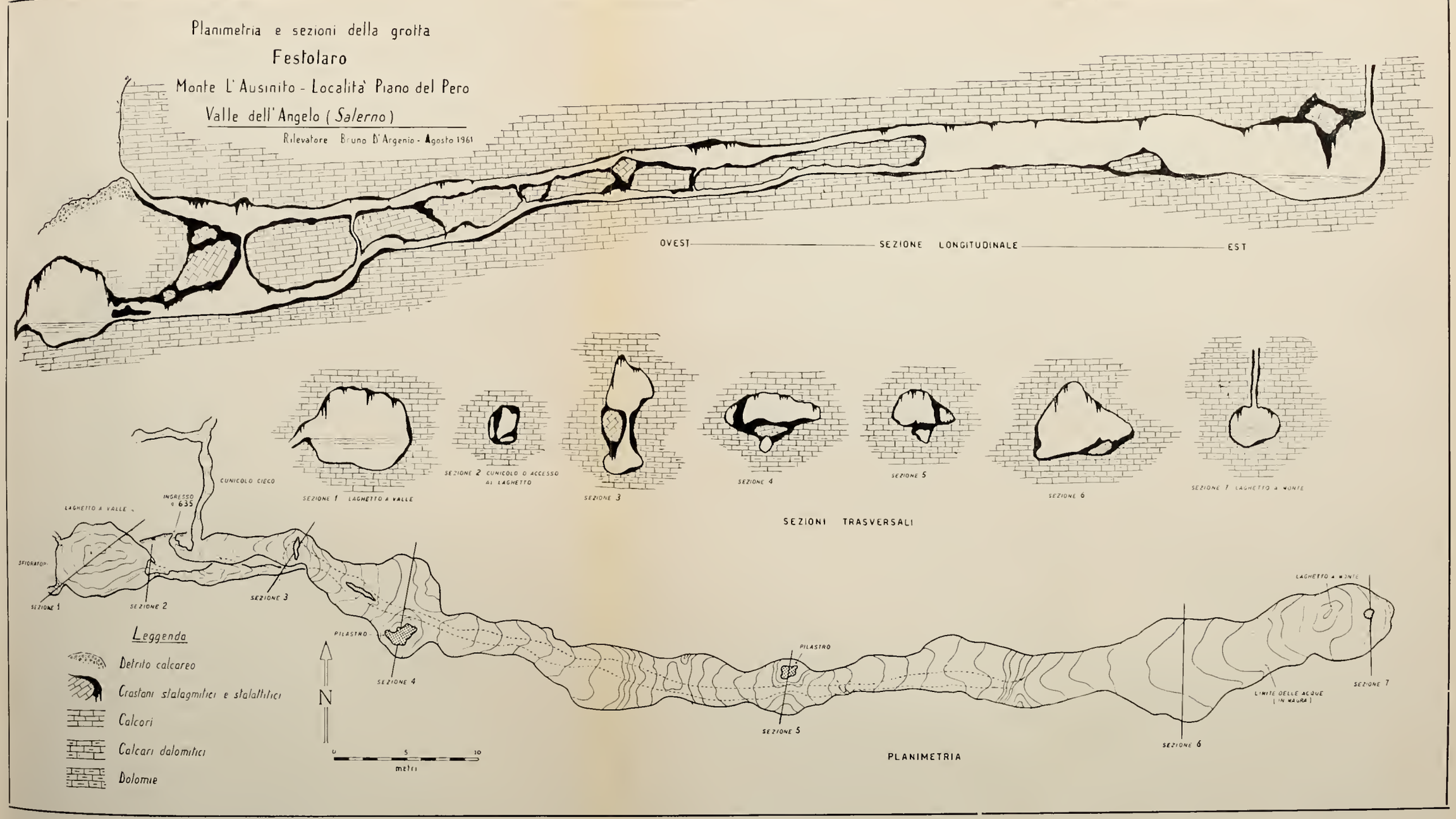
Tutti questi fenomeni epeirogenetici furono probabilmente accompagnati da dislocazioni essenzialmente disgiuntive a grandi e semplici linee.

b) Gli eventi orogenetici si verificarono tra la fine del Miocene e il Pliocene. Non ci addentreremo in un esame dettagliato di questi fenomeni sia perchè esulano, in questi loro aspetti particolari, dal tema che stiamo trattando, sia perchè non ancora esiste una uniforme identità di vedute in proposito.

Possiamo distinguere però almeno quattro fasi principali, alcuni aspetti delle quali sono controverse.

Una prima fase comprenderebbe degli inturgidimenti del rigido calcareo dolomitico mesozoico o comunque dei sollevamenti nel retroterra tirrenico che avrebbero provocato lo scollamento e lo spostamento di masse di sedimenti sotto forma di coltri gravitative, che si sarebbero tettonicamente addossate e sovrapposte alla nostra regione (Selli, 1962).


EST
SEZIONE 6
SEZIONE 7 LAGHETTO A MONTE
LAGHETTO A VALLE
SFIORATORI
SEZIONE 1
SEZIONE 2
LAGHETTO A MONTE
LIMITE DELLE ACQUE
(IN MAGRA)
SEZIONE 7
SEZIONE 6
Legge
Detrito ca
Crostoni s
Calcari
Calcari d
Dolomie


Planimetria e sezioni della grotta
Festolaro
Monte L'Ausinito - Località Piano del Pero
Valle dell'Angelo (Salerno)
Rilevatore Bruno D'Argenio - Agosto 1961
OVEST
SEZIONE LONGITUDINALE
EST
SEZIONE 1 LAGHETTO A VALLE
SEZIONE 2 CUNICOLO D'ACCESSO AL LAGHETTO
SEZIONE 3
SEZIONE 4
SEZIONE 5
SEZIONE 6
SEZIONE 7 LAGHETTO A MONTE
SEZIONI TRASVERSALI
CUNICOLO CIECO
INGRESSO a 635
LAGHETTO A VALLE
SFIORATOR
SEZIONE 1
SEZIONE 2
SEZIONE 3
PILASTRO
SEZIONE 4
PILASTRO
SEZIONE 5
LAGHETTO A MONTE
L'IMITE DELLE ACQUE (IN MAURA)
SEZIONE 7
SEZIONE 6
N
0 5 10
metri
PLANIMETRIA
Leggenda
Detrito calcareo
Crostani stalagmitici e stalattitici
Calcari
Calcari dolomitici
Dolomie

Una seconda fase, compressiva, avrebbe interessato il Mesozoico suddividendolo in « scaglie tettoniche » delimitate a oriente da faglie con piano fortemente raddrizzato o da faglie decisamente inverse.

La terza fase comprenderebbe fatti distensivi che, cessata la compressione, avrebbero nel complesso abbozzata l'attuale fisionomia orografica della regione, obliterando talora le originarie strutture da compressione.

La quarta fase infine, strettamente connessa con la precedente, comprende tutta una serie di fenomeni, probabilmente in parte ancora in atto, che hanno portato ad estesi sollevamenti del Mesozoico, sollevamenti che, presumibilmente dovuti ad un aggiustamento isostatico regionale, sono comuni a tutta l'area sud-appenninica.

Cicli morfologici antichi.

L'evoluzione paleogeografica della regione, così come è stata tratteggiata, ci conduce ad esaminare, prima del ciclo morfologico attuale, i cicli morfologici cenozoici e per correlarli con quello in atto e per mettere in evidenza l'eventuale persistere delle cause generali che influirono su quei cicli morfologici oggi fossili o in via di fossilizzazione.

Si è visto che alla fine del Cretacico la regione conobbe una prima blanda e parziale emersione, non abbiamo però elementi per dimostrare che si siano verificate in questo caso condizioni atte all'instaurarsi di un ciclo morfologico di tipo carsico.

Il Paleocene, che talora non si riesce a distinguere nettamente dal sottostante Cretacico superiore, laddove è trasgressivo poggia su una superficie di strato che non mostra segni apparenti d'una attività erosiva; può darsi però che tali morfologie erosive siano state cancellate dalla ingressione.

La trasgressione Miocenica invece avvenne su una superficie costituita dal Cretacico e dal Paleocene, che si presentano in molti punti profondamente incisi, con superfici ondulate, scanalate, con fratture i cui bordi sono arrotondati presumibilmente dalla dissoluzione.

A luoghi la base del Miocene calcarenitico è ricco di elementi breccioidi del sottostante Cretacico, tali da far pensare a *grize* appena rielaborate dalla ingressione.

Spesso la trasgressione è segnata da vere e proprie sacche scavate nei calcari del Paleocene o del Cretacico e riempite da materiali rossi e giallastri di tipo bauxitico che, in questa posizione, non erano ancora stati segnalati nella regione.

Nel complesso ci si trova di fronte ad un carso epigeo olofossile completo (Llopis Llado, 1953). Per quanto mi è stato possibile osservare, mancano completamente fenomeni carsici ipogei, ciò potrebbe mettersi in relazione sia al fatto che la regione non dovette elevarsi mai troppo dal livello del mare, sia alla mancanza di favorevoli premesse tettoniche.

Nel Pliocene un nuovo ciclo morfologico si instaura con il primo emergere delle masse calcareo-dolomitiche mesozoiche ancora ricoperte dai terreni cenozoici.

Per la evoluzione di questo ciclo morfologico, su cui si è sovraimposto il ciclo attuale, possiamo supporre un meccanismo analogo a quello adottato dagli Autori per Carso triestino (D'Ambrosi, 1954, 1961).

Con la differenza che, nel nostro caso, la successiva minuta suddivisione della regione in blocchi monoclinalici, con faglie nel complesso dirette, accompagnate sovente da rotazioni, rende pressochè impossibile, nel suo insieme, la ricostruzione di una paleoidrografia epigea pliocenica.

Infatti tale suddivisione, abbozzata durante il primo sollevarsi della regione, accentuatasi sempre più nelle fasi di distensione e sollevamento, complicata dalla mancanza in affioramento di vaste zone sepolte sotto i sedimenti terziari e quaternari (graben), maschera attualmente, nel gioco complesso delle zolle sollevatesi in modo differenziale, delle rotazioni e degli affossamenti, l'idrografia epigea che certo dovette essere attiva durante il Pliocene.

L'infossamento di tale idrografia, in conseguenza del sollevamento, si realizzò evidentemente per gradi, tra il Pliocene e il Quaternario, mentre la nuova rete idrografica rimaneva legata alle aree tettonicamente depresse e più ricche di terreni impermeabili.

Ma per la sempre maggiore autonomia che andarono acquistando i grandi blocchi monoclinalici nel loro sollevarsi, con ogni verosimiglianza questa gradualità fu diversamente risentita, come ci testimoniano le superfici morfologiche relitte a quote diverse.

Questo gioco risulta ancor più complicato nella sua interpretazione per il sovrapporsi ai fenomeni di sollevamento dei fatti eustatici quaternari che inteferirono con quelli, in modo tale che, soprattutto a distanza della costa, è ora impossibile ricostruire l'effettivo intervento di ciascuno di essi.

Pertanto risulta puramente convenzionale il limite tra ciclo morfologico plio-quaternario e ciclo attuale, soprattutto per quanto riguarda il fenomeno carsico.

III.

Ciclo morfologico attuale

Prescindendo dai terreni cenozoici, il contrasto morfologico tra le forme giovanili, tra le pareti da faglia talora strapiombanti, e le superfici relitte, peneplanate, si ripete fedelmente nella morfologia ipogea, come ha fatto osservare anche Llopis Llado (1958).

L'attuale ciclo morfologico è infatti una sovraimposizione relativamente recente dovuta ad un generale anche se disuniforme sollevamento.

In superficie colpisce subito il paesaggio ricco, come si è ora detto, di forme giovanili, troncato alla sommità dei rilievi da superfici peneplanate, talora anche estese, crivellate di uvale e doline, con valli chiuse, *grize* e karren semicoperti.

Nella morfologia ipogea abbondano le cavità ad andamento suborizzontale (paravacui) collegate da pozzi e camini (ortovacui) con un'associazione di tipi morfologici che testimoniano il sovrapporsi dei fenomeni di sollevamento.

I paravacui si conservano estesamente quando sono ancora prossimi all'attuale livello di base, come per esempio nelle grotte di Castelcivita, ma quando sono sollevati il loro sviluppo orizzontale è notevolmente ridotto.

Lo stesso vale per l'attuale circolazione idrica ipogea, sebbene in certi casi la presenza di livelli meno solubili come le dolomie possano conservarci delle falde a pelo libero sospese anche a quote notevoli rispetto al fondo valle.

Tale è appunto il caso della sorgente del Festolaro.

Vediamo dunque, nel quadro così tratteggiato della attuale situazione geomorfologica e delle sue relazioni con gli antichi fatti morfogenetici, il significato della grotta del Festolaro.

Considerazioni genetiche sulla grotta del Festolaro.

Si è detto che, nel suo insieme, la grotta del Festolaro è un paravacuo a due vani sovrapposti.

Queste cavità hanno caratteri morfologici e quindi genetici diversi.

Il vano superiore ha una morfologia chemioclastica iniziale che

è da mettere in relazione alle alternanze dei litotipi in cui è scavata la grotta.

Come si può rilevare dalla Tavola I (in cui peraltro la rappresentazione dei litotipi è necessariamente schematizzata e indicativa) siamo in presenza di strati dolomitici alternati a strati calcarei e calcareo-dolomitici.

Gli strati dolomitici oltre che meno solubili risultano anche più fragili e pertanto è da ritenere che, in corrispondenza di un livello di base stratigraficamente più alto dell'attuale, si sia originata una cavità, forse con iniziale sezione d'interstrato dovuta al livello dolomitico di base, sezione che però ha assunto in definitiva una morfologia chemioclastica. Un ruolo da non sottovalutare ha avuto ovviamente la faglia lungo cui sono impiantati sia l'impluvio che la grotta; tale faglia non solo ha costituito la premessa tettonica al fatto carsico, ma ha condizionato il suo sviluppo spaziale e il suo sviluppo morfologico.

Il cunicolo inferiore ha invece una morfologia gravitazionale ed efforativa che rivela la sua connessione con i successivi fenomeni di sollevamento, cioè con l'allontanarsi del livello di base dal fondo della grotta. Attualmente infatti il fondo valle, rappresentato dal F. Calore, è di oltre 100 metri più basso degli sfioratori del laghetto a valle.

A questi ultimi fenomeni potrebbero ricollegarsi anche i fatti gravilastici della galleria superiore con crolli di parti del soffitto.

Infine i due laghetti o, più esattamente, le cavità che li ospitano, indipendentemente dalla loro morfologia, rappresentano un tratto d'unione tra i fatti morfologici precedenti e successivi all'originaria grotta del Festolaro.

Il laghetto a monte, con il suo camino è certo in comunicazione con altre cavità ad andamento suborizzontale. Ciò è provato non tanto dalla presenza verso l'alto di altri livelli dolomitici analoghi a quelli che hanno permesso l'impiantarsi della iniziale grotta del Festolaro, quanto dal periodico affluire di grandi quantità d'acqua attraverso il camino che rappresenta l'emissario di un'altra cavità sovrastante. Inoltre il materiale trascinato dalle acque denota, nei suoi costituenti, un'azione prolungata di trasporto, azione che appunto presuppone la presenza di uno o più paravacui sovrapposti.

È probabile, nel quadro generale prima delineato, che tali paravacui siano geneticamente antecedenti al nostro.

Il laghetto a valle, con i suoi sfioratori di troppo pieno non versa

tutte le sue acque all'esterno; lo deduciamo non solo dalla minor quantità di acqua erogata dalla sorgente reale, ma anche dalla morfologia efforativa dei cunicoli che si intravedono in continuazione degli sfioratori; cunicoli che sembrano costituire l'equivalente della parte alta, iniziale, del camino presente a tetto dell'altro laghetto.

Questi cunicoli cioè potrebbe costituire un collegamento con altre cavità sottostanti che sono probabilmente presenti tra il fondo valle e la nostra grotta.

Conclusioni

La grotta del Festolaro rappresenta un paravacuo originatosi in una fase antecedente almeno all'ultimo sollevamento e da questo modificato con fenomeni di crollo e con la escavazione di un vano sottostante, pertanto è un tipico caso di carsismo merofossile imperfetto (Llopis Llado, 1953).

Essa ben si presta a rappresentare l' attuale momento morfologico ipogeo nel generale sviluppo del fenomeno carsico silentino, poichè costituisce un tratto d'unione tra gli eventi geomorfologici appena trascorsi e quelli in atto, ai quali ha tentato di adeguarsi, costituendo, nella circolazione idrica sotterranea, un gradino intermedio verso il fondovalle.

Napoli, Istituto di Geologia dell'Università, marzo 1963.

RIASSUNTO

Viene segnalata e descritta una grotta dello sviluppo complessivo di 160 metri, situata sul versante occidentale del M. L'Ausinito (gruppo del Cervati). Premessi alcuni cenni stratigrafici e tettonici sulla zona, se ne tratteggia la storia geologica e si espongono alcune considerazioni sui fenomeni descritti, nel quadro della evoluzione del carsismo silentino.

SUMMARY

This paper describes a cave (grotta del Festolaro) with a total developement of 160 m., placed on the western side of the Monte l'Ausinito (Cervati Mountains). After short stratigraphic and tectonic accounts on the zone, its geological history is outlined and some consideration on described phenomena are stated, examining these facts by the light of evolution of karst phenomena in Cilento District.

BIBLIOGRAFIA

ANELLI F., 1959, *Nomenclatura italiana dei fenomeni carsici.* « Le Grotte d'Italia », serie III, vol. II. Castellana.

CHARDONNET J., 1955, *Traité de Morphologie.* Parigi, Masson.

D'AMBROSI C., 1942, *Uno sguardo al carsicismo senoniano in Istria.* « Atti R. Ist. Veneto Sc. Lett. ed Arti », tomo CI (1941-42), pt. II, Cl. Sc. Mat. e Nat., pp. 291-296. Venezia.

— 1955, *Paleoidrografia miocenica in Istria e sua successiva trasformazione in rapporto con lo sviluppo del Carsismo.* « Atti VI Congr. Naz. Speleol. ». Trieste.

— 1961, *Sviluppo e caratteristiche geologiche della serie stratigrafica del Carso di Trieste.* « Boll. Soc. Adriatica di Sc. Nat. », **51**, n. serie. Trieste.

D'ARGENIO B., 1959, *Osservazioni geomorfologiche sul gruppo del Taburno.* « Boll. Soc. Nat. in Napoli », **68**, pp. 151-160, tavv. 5. Napoli.

— 1961, *Osservazioni sulla genesi e l'età dei "Marmi di Vitulano" e sulla paleogeografia del Monte Camposauro.* « Boll. Soc. Nat. in Napoli », **70**, pp. 3-12, tavv. 4. Napoli.

— 1962, *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino Campano.* « Mem. Soc. Geol. it. », vol. IV, pp. 57, fig. 10, tavv. 8. Bologna, 1963.

DERRAU M. 1956, *Précis de Géomorphologie.* Parigi, Masson e C.

GORTANI M. 1945, *Compendio di Geologia,* vol. II. Udine, Del Bianco.

KYRLE G. 1926, *Theoretische Speläogie.* « Monogr. d. Speläol. Inst. », Vienna.

LAZZARI A. 1962, *La grotta Zinzulusa.* « Annali Ist. Sup. Sc. e Lett. S. Chiara », **8**. Napoli.

LOPIS-LLADO N. 1952, *Sobre algunos principios fundamentales de morfologia e hidrologia carstica.* « Speleon. », **3**, f 1.-2. Oviedo.

— 1953, *Karst holofossile et merofossile.* « Actes I Congr. Int. de Spéléol. », tome II, pp. 41-50, figg. 5. Parigi.

MAUCCI W. *L'Ipotesi dell'erosione inversa come contributo al problema della speleogenesi.* « Boll. Soc. Adriatica di Sc. Nat. », **46**, n. serie. Trieste.

— 1961, *Contributo per una terminologia speleologica italiana.* « Boll. Soc. Adriatica di Se. Nat. », **51**, n. serie. Trieste.

MONTORIOL-POUS J., 1951, *Los processos clasticos hipogeos.* « Rass. Spel. ital. », **3**, f. 4, p. 119.

NANGERONI G., 1957, *Il carsismo e l'idrografia fossile in Italia.* « Atti XVII Congr. geogr. it. », **2**, pp. 83-122. Bari.

ROVERETO G., 1923, *Trattato di Geologia Morfologica,* 2 voll. Milano, Hoepli.

RUGGIERO P., 1942, *Le sorgenti italiane.* Elenco e descrizioni. Pubbl. n. 14 del Servizio Idrogr., **7**, Campania. Roma.

SARTONI S. e CRESCENTI U., 1962, *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dello Appennino meridionale.* « Giorn di Geol. », **29**, serie II, pp. 161-302, tavv. 42. Bologna.

SEGRE A. G., 1948, *I fenomeni carsici e la speleologia nel Lazio.* « Pubbl. Ist. Geogr. Univ. di Roma », serie A, n. 7. Roma.

SELLI R., 1957, *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale.* « Giorn. di Gol. », serie II, **26**, pp. 1-54, tavv. IX. Bologna.

— 1962, *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale.* « Mem Soc. Geol. ital. », **3**, pp. 737-790, tavv. I. Pavia.

TROMBE F., 1952, *Traité de Spéléologie.* I vol. di 376 pagg., 112 figg. Parigi.

GRUPPO DI RICERCA PER LA MINERALOGIA DEI SEDIMENTI
DEL C. N. R.

Studio sulle terre rosse dell'Italia centrale e meridionale. La terra rossa di Gaeta

Nota I

Nota del Socio RENATO SINNO

(Tornata del 25 gennaio 1963)

INTRODUZIONE.

La grande variabilità della composizione mineralogica e, di conseguenza, chimica delle terre rosse italiane soggette a numerose ricerche da parte di illustri studiosi, sta a dimostrare che la genesi di questi particolari tipi di terreni, qualunque essa possa essere, è certamente influenzata da un insieme di fattori quali quelli accidentali, climatici, meccanici, fisici, fisico-chimici, che, di volta in volta, con il prevalere dell'uno sull'altro, consentono una distribuzione diversa dei vari costituenti.

Studiare, a parità di condizioni di giacitura, i rapporti tra la composizione chimica e mineralogica delle terre rosse e quella delle rocce di contatto, soprattutto per quanto concerne la costituzione dei relativi residui insolubili, io penso possa essere utile al fine di apportare un contributo, anche se non completamente nuovo, purtuttavia certamente determinante per il problema del processo genetico di questo tipo di terreno, che, appunto perchè tanto discusso, si presenta sempre attuale ed affascinante.

D'altra parte è facilmente intuibile che, per quanto notevole possa essere il contributo apportato da uno studio su di un singolo giacimento, esso rappresenta purtuttavia un contributo isolato e pertanto poco sufficiente ai fini di un discorso ad ampio raggio: nasce di qui l'idea di uno studio sistematico.

In una serie di note di cui questa ne è soltanto la prima, verranno prese in considerazione le terre rosse dell'Italia centrale e meridionale presenti sia sul versante tirrenico che adriatico, a partire da quelle che, anche se abbastanza diffuse, sono fino ad oggi le meno conosciute.

In questa prima nota vengono studiate le terre rosse del Golfo di Gaeta.

1 — Giacitura della terra rossa di Gaeta.

Un aspetto della composizione geologica del territorio di Gaeta che è apparso, dopo avere preso attentamente in esame la stratigrafia della zona, anche se noto, non certo sufficientemente illustrato, è quello riguardante la presenza della cosiddetta « arena rossa » che ricopre quasi tutto il versante sud-occidentale a partire dalla località « il Piano » fino alla spiaggia di S. Agostino, il che equivale a dire tutta la fascia costiera che si affaccia sul Golfo di Gaeta.

Il colore, la composizione chimica e mineralogica, l'analogia di giacitura, sopra i calcari massicci, hanno permesso di ascrivere questi terreni, a prima vista, tra le tipiche « terre rosse ».

Tenendo presente il foglio 171 della Carta d'Italia (Gaeta), precisamente la tavoletta IV S.O. (1 : 25.000), la zona studiata e presa in esame coincide presso a poco con i confini territoriali del Comune di Gaeta ed è rinchiusa a Nord tra i Bassi Aurunci ed il Mar Tirreno a S.O., il quale delimita anche la parte occidentale coincidente con l'inizio del Golfo di Gaeta, compreso tra il massiccio Aurunco, il vulcano di Roccamonfina e la dorsale di Monte Massico.

La terra rossa è stata rinvenuta a partire dalla località « Fossato Longato » fino alla località « Il Piano ». Tale zona è delimitata a Nord dalla strada comunale che collega S. Agostino con la contrada « La spiaggia », ed a Sud dalla strada statale 213 (Via Flacca), con uno sviluppo areale di circa tre chilometri quadrati ed uno in lunghezza di circa cinque chilometri.

La sede stradale della S.S. 213, tagliata proprio attraverso questa formazione, appare affiancata in particolar modo sul versante Nord, per quasi tutta la lunghezza del suo percorso, attraverso il territorio di Gaeta, da banchi di terra rossa di colore vivo, giacente sopra calcari con evidenti segni di erosione e di fratture tipo calanchi, dovuti alla azione delle acque dilavanti, con uno spessore massimo di cinque o sei metri.

La terra rossa è essenzialmente localizzata sulle propaggini settentrionali di Monte a Mare (altezza m. 62), su quelle settentrionali e meridionali del Monte Cologna (metri 156), Monte Cristo (m. 197), il Colle (m. 152), Monte Lombone (m. 117).

A nord tutti questi rilievi sono separati dalla valle del Fossato

Longato, da quelli più alti appartenenti ai Bassi Aurunci: Monte Lisandro (m. 296), Monte di Mezzo (m. 343), Monte Le Vignole (m. 262), Monte Dragone (m. 356), Monte Lauro (m. 403), dove non è stata riscontrata la presenza della terra rossa.

Tutti questi rilievi non si differenziano litologicamente in quanto sono costituiti da calcari compatti, stratificati o brecciati, intercalati da dolomie, appartenenti al Mesozoico. Sul mare costituiscono spesso promontori, con falesie talora precipiti, che al Monte Vannelammare ed al Monte Orlando raggiungono rispettivamente i 257 e 170 metri.

La zona costiera è caratterizzata da frequenti articolazioni coincidenti con i luoghi di maggiore fratturazione dei calcari, dove quindi l'azione demolitrice del mare trova le condizioni più favorevoli.

Tutti i promontori poi, Vannelammare, S. Vito, Scissura, Torre Viola, La Catena, M. Orlando sono frammezzati da arenili che occupano le lunghe lunate interposte, come la spiaggia di S. Agostino (Km. 2,4 di lunghezza), e la spiaggia di Serapo (Km. 1,8), dinanzi alla falesia che le limita verso l'interno. Tali insenature erano un tempo occupate da laghi litoranei che, successivamente, per il continuo apporto di sabbia da parte dei venti e del moto ondoso, furono riempite per colmata.

Gli arenili in questione sono costituiti da sabbia silicea di colore giallo chiaro, molto fine.

Del tutto diversa dalla riviera di ponente di Gaeta è il versante orientale, privo o quasi di spiagge, probabilmente sommerse dai moti bradisismici che hanno provocato parzialmente, con molta probabilità, la fenditura e la sommersione del Monte Conca. Infatti, secondo il Baratta [1] tra il Rione di Portosalvo e quello di S. Erasmo, esisterebbe un centro sismico. Questo versante orientale è privo di terra rossa, ma le pendici orientali di M. Lauro e quelle nord-occidentali di M. Conca (m. 190), registrano la presenza di una terra argillosa di colore rosso vivo, che è presente anche più a Nord verso Itri ed oltre. Uno studio su questo particolare tipo di terreno è già in corso ed i relativi risultati verranno comunicati in una prossima nota.

2 — Notizie geologiche della zona in esame.

Ai primi rilevamenti geologici della zona di Gaeta eseguiti dal Cassetti nel 1896 [2] e nel 1900 [3], sono da aggiungersi quelli re-

centi di Segre [4, 5, 6, 7] che in diverse pubblicazioni si è occupato della stratigrafia, della tettonica, della morfologia del Golfo di Gaeta. Senza voler tracciare un quadro minuzioso del rilevamento (che nella presente nota ha funzione per poter definire la posizione stratigrafica della terra rossa) gli Autori citati sono concordi nell'ammettere che nei monti di Gaeta è possibile distinguere un complesso liassico ed uno cretacico. Precisamente:

1) Lias medio costituito da calcari dolomitici compatti e dolomie cristalline in potenti massi sempre molto fratturati, appartenenti al Sinemuriano, e di calcari scuri, compatti, scheggiosi, in facies coralligena con tracce di briozoi (Domeriano), rilevati alla base del Monte Orlando, del Monte Lombone nelle zone denominate La Nave, Torre Viola e Torre Scissura.

Superiormente calcari straterellati, con alternanze più cristalline, grigi chiari o scuri con facies a brachiopodi.

2) Infracretacico e Mesocretacico. Sembra che sia presente una notevole discordanza o che almeno il Mesozoico medio debba trovare la sua parte basale immersa in orizzonti più distintamente dolomitici. La serie è costituita da calcari dolomitici (dolomie del Cassetti) di notevole potenza, riferiti all'Albiano ed all'Urgo-Aptiano. Terreno cretaceo compare a Monte Orlando formando la parte più alta e sulle colline che fronteggiano il borgo di Gaeta. Il Mesocretaceo è costituito da calcari cristallini compatti, grigi, con intercalazione calcareo-dolomitica con due orizzonti, talora fossiliferi, costituenti un unico complesso il più delle volte, riferito al Cenomaniano, con un livello inferiore a Requienie ed un livello superiore a Toucasie e Radiolitidi. Quest'ultimo livello è presente a Torre di Orlando, a Torre Atrantina, a Monte S. Agata, Monte Rotondo e Monte Conca. I calcari ippuritici chiari in grossi banchi a Radiolitidi appartengono al Turoniano.

Addossati ai rilievi ed in special modo sulle pendici degli stessi è posta la terra rossa che, come si vedrà meglio in seguito, è costituita in prevalenza da quarzo, e costituisce un livello piuttosto compatto, anche se in realtà si disgrega con relativa facilità. L'aspetto macroscopico, il colore, la composizione mineralogica e soprattutto la giacitura permettono di accostarla a quella che in posizione perfettamente analoga Blanc [8] trovò per il promontorio del Circeo. Tale formazione, come riferisce appunto Blanc [9] è stata assegnata al Pleistocene e precisamente al Post-Tirreniano.

3 — Analisi granulometriche della terra rossa di Gaeta.

La terra rossa oggetto del presente studio è stata prelevata lungo tutto il tratto di costa affacciantesi sul Golfo di Gaeta. I campioni sui quali sono state condotte le varie determinazioni sono stati prelevati da quelle zone ove lo strato di terra rossa presentava la massima potenza e dove il prodotto appariva certamente in posto.

Il campione N° 1 è stato prelevato a quota metri 175 sulle pendici nord di Monte Cristo, il campione N° 2 in località La Catena, lungo la strada comunale che, rasentando il cimitero di Gaeta, conduce alla Statale 213 (Via Flacca quota metri 40 sul livello del mare). Quale campione di sabbia giallina è stato effettuato il prelievo dalla spiaggia di Serapo che, compresa tra le ultime propaggini del M. Orlando e La Catena, è situata in corrispondenza della zona che ha fornito i campioni di terra rossa (campione N° 3).

L'analisi granulometrica relativa a questi campioni in particolare ed a tutti gli altri che sono stati successivamente presi in considerazione è stata eseguita nei limiti della scala Wentworth [10].

Nella Tabella I vengono riportate le percentuali rispettivamente ricavate per le tre principali frazioni: sabbia, limo ed argilla.

TABELLA I.

Limite delle dimensioni dei granuli (in mm.)	Tipo di sedimento	Percento di trattenuto (in peso)					
		1		2		3	
1 0.50	sabbia grossolana	—		1.45		—	
0.50 0.25	sabbia media	10.60	94.60	6.40	97.50	8.10	99.70
0.25 0.125	sabbia fine	65.10		67.25		87.90	
0.125 0.062	sabbia finissima	18.90		22.40		3.70	
0.062 0.0038	limo	2.70		1.50		0.22	
inf. a 0.0038	argilla	2.70		1.00		0.08	
		100.00		100.00		100.00	

4 — Composizione mineralogica della sabbia.

La separazione dei minerali leggeri è stata ottenuta impiegando come liquido bromoformio puro, (densità 2,8). I minerali, descritti in ordine di abbondanza, con le caratteristiche più importanti e significative ai fini del presente studio, sono i seguenti:

1) Minerali con densità inferiore a 2,8.

Quarzo. — È il costituente dominante e si presenta in due tipi nettamente distinti. Il primo tipo, che è prevalente, è costituito da granuli perfettamente arrotondati, con superficie smerigliata e ricoperti da una patina di pigmento rosso giallastro, resistente ai ripetuti lavaggi con acqua distillata.

In sezione sottile i granuli presentano alti colori di interfenza disposti concentricamente, la qual cosa depone a favore di un lungo trasporto.

Il secondo tipo, che rappresenta la parte minore, è costituito da frammenti scheggiosi che presentano spigoli vivi o tutto al più leggermente smussati, talvolta limpidissimi e trasparenti, altre volte opachi e sprovvisti di patina rosso giallastra. Questo secondo tipo, che non è stato mai osservato nella frazione grossolana e media della sabbia, aumenta nella frazione fine e finissima.

Calcedonio. — Si presenta in misura ridotta in piccolissimi aggregati granulari, che sono stati identificati tenendo conto della particolare struttura a mosaico, tipica di questo componente, e, mediante la determinazione dell'indice di rifrazione ($n = 1,53$).

Plagioclasio. — È risultato quasi completamente assente in tutte le frazioni della sabbia. È stato possibile metterlo in evidenza solo in sezione sottile, ove, più che mai raro, si presenta in piccoli cristalli corrosi ai bordi, in geminati polisintetici secondo la legge dell'albite.

Granuli carboniosi. — Sono risultati rarissimi in tutte le frazioni della sabbia. Non è stato possibile identificare alcuna struttura: qualche raro granulo è risultato prevalentemente nero ed opaco.

Vetro vulcanico. — Rari frammenti quasi esclusivi della frazione fine della sabbia, poco trasparenti, con superficie scheggiosa di colore verde intenso.

2) Minerali con densità superiore a 2,8.

Pirosseno. — Si presenta quasi esclusivamente in forma di cristalli allungati secondo la direzione dell'asse delle z, con prevalente sviluppo delle forme {100}, {010}, di colore a volte verde chiaro, a

volte verde più carico, limpidi, con sfaldatura parallela alla (010), terminanti a forma tipicamente dentata.

Tale dentatura evidentissima dopo purificazione del minerale. risulta riempita da un pigmento di colore rosso arancione che è ben visibile anche nelle direzioni dei piani di sfaldatura paralleli alla (010). In sezione sottile è stata osservata l'assenza di pleocroismo, per cui è da escludere l'appartenenza al gruppo delle titanoaugiti o egirinaugiti: il valore di 2V è risultato uguale a 61°, valore che è molto vicino a quello riscontrato per le augiti diopsidiche, la qual cosa ben si accorda anche con i risultati dell'analisi chimica globale. La percentuale di questo componente, molto scarsa nella frazione grossolana della sabbia, diviene più elevata nella frazione media ed in quella fine.

L'arricchimento di questo componente è stato raggiunto con lo impiego del separatore isodinamico Frantz, utilizzando una intensità di corrente di 0,8 Amps, una inclinazione angolare di 20° ed una laterale di 5°.

Magnetite. — Non è quasi mai presente ben cristallizzata: utilizzando grande quantità di sabbia e concentrando fortemente questo componente è stato possibile, molto raramente, osservare qualche cristallo di forma ottaedrica combinata con la rombododecaedrica. La maggior parte si presenta sotto forma di granuli che hanno perduto la tipica lucentezza metallica.

Ripetuti arricchimenti del minerale hanno consentito, dopo successive purificazioni, di raccogliere una quantità sufficiente per una analisi quantitativa. Scopo principale quello di accertare a quale tipo di magnetite potesse accostarsi. Lo studio analitico, con la determinazione ponderale del titanio con il metodo Tornton sotto forma di TiO_2, ha permesso di ascrivere la magnetite in esame tra quelle tipicamente titanifere.

Nella Tabella II vengono riportati i valori analitici rinvenuti, con i calcoli relativi per la determinazione della formula del minerale.

La presente analisi si riferisce alla magnetite della terra rossa di Gaeta, isolata dai campioni prelevati in località Monte Cristo (An. Sinno).

TABELLA II.

Fe_2O_3	53.02	
FeO	35.20	
TiO_2	7.50	
CaO	1.80	Detrazione: CaO = 0.009
MgO	0.74	P_2O_5 = 0.003
MnO	1.10	Residuo CaO = 0.022
SiO_2	0.30	
P_2O_5	0.32	
Res. Ins.	0.12	
	100.10	

Rapporti atomici dei metalli nel minerale	Rapporti atomici dell'ossigeno	Rapporto metallo/ossigeno
$Fe''' = 0.662$	0.993	
$Fe'' = 0.488$	0.488	
$Ti = 0.094$	0.188	$\frac{1.294}{3} = 0.431$
$Ca = 0.022$	0.022	
$Mg = 0.018$	0.018	
$Mn = 0.015$	0.015	$\frac{1.724}{4} = 0.431$
1.294	1.724	

È stata calcolata la formula relativa che è la seguente:

$$(Fe''_{0.93}, Ca_{0.05}, Mn_{0.03}, Mg_{0.03})_{1.04} (Ti_{0.22}, Fe''_{0.22}, Fe'''_{0.56}) O_4$$

Tale magnetite può essere ascritta tra i tipi di magnetite titanifera messa in evidenza come il tipo corrente presente sulle spiagge dei Campi e delle Isole flegree [11], derivante dal disfacimento dei tufi vulcanici [12].

Ossidi di ferro non magnetici. — Sono diffusi in misura ridottissima esclusivamente nella frazione fine della sabbia. Si presentano in granuli opachi, di color nero, facilmente confondibili con la ma-

gnetite ma, differenziati dalla stessa, per mancanza di proprietà magnetiche e per la presenza di patina di color rosso o giallo-arancio, dalla quale sono quasi completamente circoscritti.

Granati. — Sono risultati molto rari. Quelli osservati hanno forma irregolare, con spigoli vivi, con colore variabile tra il roseo ed il rosso. Ancora più raramente è stata osservata qualche forma cristallina, identificabile con il rombododecaedro.

Miche. — Cristalli molto rari identificabili con la muscovite, più diffusa, o con la biotite, che, il più delle volte, si presenta alterata con riflessi giallo-rossastri, dovuti alla presenza di ossidi idrati di ferro, derivanti dalla alterazione del ferro stesso.

Rarissimi i cristalli di olivina, di tormalina e di orneblenda, comunque sempre alterati. Assoluta l'assenza di fossili.

Le osservazioni relative all'eventuale presenza di fossili sono state condotte presso l'Istituto di Paleontologia della Università di Napoli.

5. — Composizione mineralogica del limo.

L'esame di questa frazione ha permesso di individuare, quali costituenti essenziali, frammenti di quarzo e di pirosseno, con sporadiche laminette di mica biotite, riconoscibili per la loro lucentezza.

Al diminuire delle dimensioni dei granuli, corrisponde l'aumento del pigmento ocraceo che rende difficile l'interpretazione dei frammenti.

L'analisi roentgenografica, mediante il metodo di Debye, ha fornito la presenza dei seguenti costituenti:

Quarzo. — Predominante. (Interferenza fortissima a 3,33 Å).

Pirosseno. — Del tipo diopsidico (Interferenze a 2,98 Å, 2,88 Å, 2,53 Å).

Mica. — Di tipo muscovite (interferenze a 3,23 Å, 2,73 Å).

Illite. — Interferenza fortissima a 9,98 Å, forte a 4,47 Å. Componente argilloso essenziale e prevalente.

Caolinite. — Interferenza forte a 7,15 Å.

L'analisi termodifferenziale, eseguita sulla frazione passante a 325 Mesh, ha confermato la presenza dell'illite. La prima perdita

di H_2O è stata registrata a 600° C. circa, primo picco endotermico comune anche alla caolinite. Il secondo picco esotermico, registrato a 960° C. circa, appartiene alla caolinite. Registrato un picco endotermico appena accennato a circa 400° C. da collegarsi, probabilmente alla presenza di goethite.

6 — Composizione mineralogica e chimica della frazione argillosa.

Le determinazioni ottiche dei componenti di questa frazione non hanno fornito alcun risultato, in quanto alla diminuzione delle dimensioni dei granuli, corrisponde un notevole aumento del pigmento ocraceo che agglutina e circoscrive le minute particelle dei componenti di questa frazione.

La scarsa cristallinità degli idrossidi di ferro ha sempre conferito agli spettrogrammi un annerimento diffuso, che ha reso alquanto dubbia la interpretazione degli stessi. Per la sicura interpretazione dei componenti mineralogici di questa frazione si è ricorso allora alla eliminazione degli ossidi e degli idrossidi di ferro liberi, mediante la solubilizzazione degli stessi. Tale solubilizzazione si è ottenuta scartando tutti i metodi basati sull'impiego di acidi o di basi forti e comunque di tutti quei metodi che, basati sulle forti variazioni di pH dell'ambiente, o rischiano di far alterare il componente argilloso, oppure consentono solo parzialmente, l'estrazione del ferro libero presente sotto forma di ossido o di idrossido.

Si è preferito seguire il metodo proposto da Mehra e Jackson [13], secondo il quale la solubilizzazione dei componenti di ferro libero avviene in ambiente neutro (pH 7,1), ottenuto con l'impiego di una soluzione tampone di 1 M di $NaHCO_3$.

Grammi 4 di sostanza sono stati trattati con cc. 40 di citrato sodico 0,3 M in presenza di cc. 5 di bicarbonato sodico 1 M, con la aggiunta di gr. 1 di ditionite sodica e di cc. 10 di una soluzione satura di cloruro sodico.

Dopo una permanenza a bagno maria di circa 30′, la soluzione è stata centrifugata a 2000 giri ottenendo: 1) un supernatante impiegato per la determinazione spettrofotometrica del ferro; 2) un centrifugato di colore rosa pallido posto successivamente nel levigatore di Andreasen dal quale, dopo 72 ore di decantazione, è stata prelevata la sospensione compresa tra cm. 0 e cm. 10 (dimensioni delle particelle inferiori a 2 μ).

La determinazione degli ossidi ed idrossidi di ferro liberi è stata eseguita allo spettrofotometro a 480 mmμ, con il metodo al tiocianato [14] usando una soluzione dello stesso al 7,6%, quale indicatore. La curva delle concentrazioni ha fornito per il Fe''' un valore di

TABELLA III.

N°	Int.	*d* in Å	Minerale	N°	Int.	*d* in Å	Minerale
1	f	9,98	Illite	16	dd	1,99	Illite
2	d	7,15	caolinite	17	dd	1,85	Illite
3	md	6,14	bohemite	18	d	1,82	quarzo
4	ff	4,47	Illite	19	dd	1,73	muscovite
5	md	4,26	quarzo	20	dd	1,66	quarzo
6	dd	3,89	Illite	21	d	1,54	quarzo
7	dd	3,63	Illite	22	d	1,50	Illite
8	ff	3,33	quarzo	23	d	1,37	quarzo
9	d	3,23	muscovite	24	dd	1,29	Illite
10	md	3,09	Illite	25	dd	1,24	quarzo
11	md	2,85	Illite	26	dd	1,20	quarzo
12	mf	2,56	Illite				
13	d	2,46	Illite				
14	dd	2,22	Illite				
15	dd	2,14	Illite				

5,47%, che, trasformato in ossido, permette di calcolare per Fe_2O_3 un valore del 15,90%.

Il decantato costituito da particelle di diametro inferiore a 2 μ, è stato analizzato ai raggi X. I risultati relativi ottenuti sono riportati nella Tabella III (Metodo di Debye, camera mm. 114.8, radiazione Cu K filtrata su Ni).

Il costituente essenziale della frazione argillosa è risultato quindi essere l'illite che, con caolinite e quarzo, rappresentano i componenti prevalenti. In proporzioni minime sono risultati presenti anche la mica muscovite e la bohemite che, normalmente come è stato accertato, accompagna i minerali del gruppo delle argille [15].

Per poter riconfermare mediante altri mezzi di indagine, i risultati fin qui ottenuti si è ritenuto opportuno completare le ricerche sulla frazione argillosa facendo ricorso all'analisi termodifferenziale ed alla analisi quantitativa. Questa volta si è operato sulla frazione

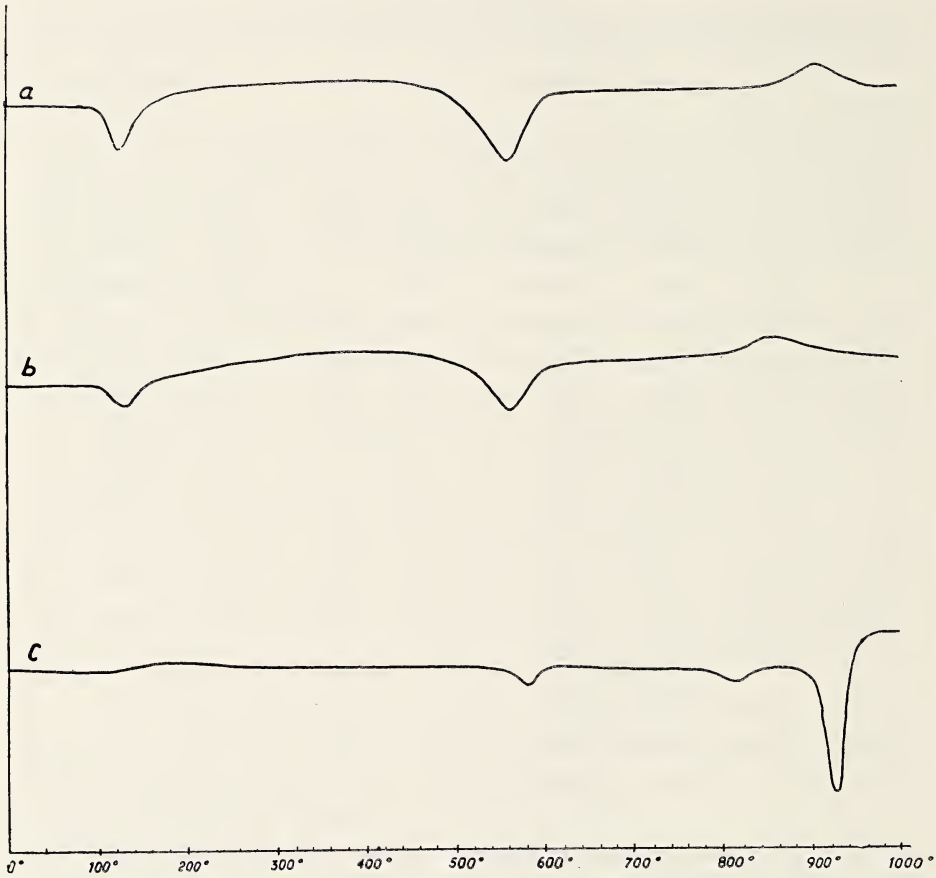


Fig. 1. — Analisi termodifferenziali della frazione argillosa della « terra rossa » di Gaeta.
a) Terra rossa di Monte Cristo.
b) Terra rossa de « La Catena ».
c) Sabbia giallina della Spiaggia di Serapo.

argillosa integrale, avendo questa ricerca lo scopo precipuo di poter individuare i composti di ferro.

Le curve termodifferenziali riportate nella figura 1 si riferiscono alla frazione argillosa della terra rossa di Monte Cristo (curva a), alla

medesima frazione della terra rossa de « La Catena (curva b), alla frazione argillosa della sabbia gialla di Serapo (curva *c*).

Ora, mentre da un lato l'andamento delle curve *a* e *b* riconferma la composizione mineralogica accertata mediante l'analisi roentgennografica, dall'altro poco aggiungono circa il tipo di minerale o di minerali in cui è presente il ferro. Il picco endotermico intorno ai 400° C., appena rilevabile nella frazione del limo, è qui assente. D'altra parte è presupponibile (ed i risultati dell'analisi chimica della frazione argillosa lo confermano) che gli idrossidi del ferro sono relativamente più concentrati nella frazione del limo.

La curva *c* poi, relativa alla frazione argillosa delle sabbie di Serapo, ha consentito di rilevare accanto alla presenza di illite e caolinite, quella di dolomite e calcite (picchi endotermici rispettivamente a 800° C. ed a 950° C.).

Nella Tabella IV, accanto ai risultati dell'analisi chimica quantitativa relativa alla frazione argillosa della terra rossa di Monte Cristo, vengono riportati i tenori percentuali dei vari componenti, calcolati sulla base dei rapporti molecolari e sulla base dei risultati ottenuti attraverso le analisi roentgenografiche e termodifferenziali.

TABELLA IV.

ANALISI		ILLITE	KAOLINITE	GOETHITE	EMATITE	QUARZO	RESIDUI
SiO_2	43.68	21.60	5.64			16.48	
TiO_2	0.20						0.20
Al_2O_3	23.20	18.40	4.80				
Fe_2O_3	16.76			4.50	12.26		
MnO	0.10						0.10
MgO	0.16						0.16
CaO	0.24						0.24
K_2O	5.60	5.60					
Na_2O	0.60						0.60
H_2O^+	4.38	2.16	1.70	0.52			
H_2O^-	5.02						5.02
	99.94	47.76	12.14	5.02	12.26	16.48	6.22

Analisi della frazione argillosa della terra rossa di Monte Cristo (An. Sinno).

Considerando la quantità di SiO_2 legata a K_2O e ad Al_2O_3 per costituire la molecola della illite (per la quale è stata considerata la formula $K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6\,SiO_2 \cdot 2\,H_2O$), e, legando al residuo di Al_2O_3 la quantità di SiO_2 per costituire la molecola della caolinite (calcolata in base alla formula $Al_2O_3 \cdot 2\,SiO_2 \cdot 2\,H_2O$), si è dedotta una quantità di SiO_2 libera pari al 16.48%, la qual cosa, come avevano del resto già messo in evidenza i raggi X, pone il quarzo tra i componenti principali anche del complesso argilloso.

Per quanto riguarda poi il valore di Fe_2O_3 è possibile osservare che il relativo tenore percentuale ottenuto per via ponderale è in eccesso del 0.86% rispetto a quello ottenuto per via spettrofotometrica. Tale eccesso lascia quindi prevedere o una incompleta solubilizzazione degli ossidi ed idrossidi liberi (il che potrebbe anche essere probabile) oppure (e ciò sembra ancora più probabile) che il ferro stesso faccia parte integrante del reticolo cristallino della illite o della caolinite. Si può comunque affermare che il ferro è interamente presente sotto forma di Fe''', per costituire essenzialmente la molecola della ematite e, solo secondariamente, quella della goethite o di altro idrossido che non è stato possibile accertare.

7 — Analisi chimiche della terra rossa di Gaeta.

La terra rossa « tout venant » prelevata dalle località Monte Cristo e La Catena, parallelamente alla sabbia gialla di Serapo (allo scopo di poter cogliere le variazioni ed i rapporti tra la composizione chimica e mineralogica terra rossa-sabbia gialla) è stata analizzata quantitativamente: i relativi valori sono riportati nella Tabella V. Le analisi riguardano:

1) Terra rossa di Gaeta, località Monte Cristo, quota m. 175 sul l.m. (An. Sinno).

2) Terra rossa di Gaeta, località « La Catena », quota m. 40 sul l.m. (An. Sinno).

3) Sabbia gialla di Gaeta, località spiaggia di Serapo (An. Sinno).

TABELLA V.

	1	2	3
SiO_2	76.06	77.50	61.80
TiO_2	0.40	0.36	0.04
ZrO_2	tracce	tracce	assente
Al_2O_3	9.90	8.30	9.74
Fe_2O_3	2.98	2.10	0.50
FeO	0.58	0.65	0.16
MnO	0.16	0.08	0.04
MgO	1.40	1.04	0.58
CaO	2.96	2.70	12.72
K_2O	1.90	1.70	1.42
Na_2O	0.34	1.04	0.98
H_2O^+	1.48	1.42	1.60
H_2O^-	0.42	0.30	0.04
CO_2	1.40	1.32	9.68
SO_3	0.12	0.40	0.28
Cl	0.24	0.34	0.72
P_2O_5	0.05	0.04	—
N_2O_5	—	0.90	—
	100.39	100.13	100.30
O=Cl	0.06	0.08	0.18
	100.33	100.05	100.12

Sulla scorta dei valori analitici ottenuti sono stati calcolati i costituenti mineralogici con le relative percentuali. I risultati sono riportati nelle Tabelle VI, VII ed VIII.

TABELLA VI.

ANALISI		SALGEMMA	GESSO	CALCITE	MAGNETITE	GOETHITE	EMATITE	PIROSSENO DIOPSIDICO	ILLITE	KAOLINITE	BOHEMITE	QUARZO	RESIDUI
SiO_2	76.06							3.24	7.20	2.04		63.58	
TiO_2	0.40				TiO_2 . FeO 0.65								
Al_2O_3	9.90							1.70	6.10	1.70	0.40		
Fe_2O_3	2.98					0.40	2.58						
FeO	0.58				0.30								
MgO	1.40							1.40					
CaO	2.96		0.06	1.80				1.10					
K_2O	1.90								1.90				
Na_2O	0.34	0.20											0.14
H_2O	1.48		0.03			0.05			0.72	0.61	0.08		
CO_2	1.40			1.40									
SO_3	0.12		0.12										
Cl	0.24	0.24											
		0.44	0.21	3.20	0.95	0.45	2.58	7.44	15.92	4.35	0.48	63.58	

TABELLA VII.

ANALISI		SALGEMMA	SODANITRO	GESSO	CALCITE	MAGNETITE	GOETHITE	EMATITE	PIROSSENO DIOPSIDICO	ILLITE	KAOLINITE	QUARZO	RESIDUI
SiO_2	77.50								2.34	6.48	1.80	66.88	
TiO_2	0.30					$FeO . TiO_2$ 0.60							
Al_2O_3	8.30								1.30	5.50	1.50		
Fe_2O_3	2.10						0.40	1.70					
FeO	0.65					0.35							0.30
MgO	1.04								1.04				
CaO	2.70			0.30	1.70				0.70				
K_2O	1.70									1.70			
Na_2O	1.04	0.25	0.45										0.34
H_2O	1.42			0.18			0.05			0.64	0.54		
CO_2	1.32				1.32								
SO_3	0.40			0.40									
Cl	0.34	0.34											
N_2O_5	0.90		0.90										
		0.59	1.35	0.88	3.02	0.95	0.45	1.70	5.38	14.32	3.84	66.88	

TABELLA VIII.

ANALISI		SALGEMMA	GESSO	CALCITE	DOLOMITE	MAGNETITE	GOETHITE	PIROSSENO DIOPSIDICO	ILLITE	KAOLINITE	BOHEMITE	QUARZO	RESIDUI
SiO_2	61.80							1.08	5.40	2.16		53.16	
TiO_2	0.04												
Al_2O_3	9.74							0.60	4.60	1.80	2.74		
Fe_2O_3	0.50					0.30	0.20						
FeO	0.16					0.16							
MgO	0.58				0.10			0.48					
CaO	12.72		0.20	12.00	0.16			0.36					
K_2O	1.42								1.42				
Na_2O	0.98	0.88											0.10
H_2O	1.64		0.14				0.02		0.54	0.64	0.46		
CO_2	9.68			9.42	0.26								
SO_3	0.28		0.28										
Cl	0.72	0.72											
		1.60	0.62	21.42	0.52	0.46	0.22	2.52	11.96	4.50	3.20	53.16	

La diversità dei metodi di studio seguiti dai vari Autori che si sono occupati della composizione mineralogica e chimica della terra rossa dell'Italia centrale e meridionale, rende difficile poter stabilire dei confronti. Essendosi ritenuto il criterio chimico il più adatto dei metodi di confronto sono stati considerati per quelle terre rosse per le quali la letteratura forniva analisi chimiche globali, i tenori percentuali dei tre ossidi fondamentali, precisamente SiO_2 — Al_2O_3 — Fe_2O_3.

Nella Tabella IX vengono riportati i valori, relativi ai tre componenti citati, ritrovati per:

— la terra rossa di Putignano (Bari), prelevata in superficie ed a metri 1 di profondità — N.° 1 e 2 — (An. Comel [16]);

— la terra rossa di Roccaraso, raccolta sulla Via Nuova, in superficie ed a metri 1 di profondità — N.° 3 e 4 — (An. Comel [17]);

— la terra rossa di Mola d'Aosta (Lazio), prelevata sopra i calcari eocenici presso le sorgenti dell'Acqua Marcia — N° 5 — (An. Comel [17]);

— la terra rossa di Trevigliano (Fiuggi) raccolta sui calcari cretacei a rudiste — N° 6 — (An. Comel [18]);

— la terra rossa di Gaeta raccolta in superficie in località Monte Cristo e « La Catena » — N.° 7 e 8.

TABELLA IX.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	52.88	43.17	43.73	44.02	42.64	36.68	76.06	77.50
Al_2O_3	20.45	25.79	21.70	22.15	22.43	23.05	9.90	8.30
Fe_2O_3	8.28	8.55	8.96	8.89	6.81	7.65	2.98	2.10

Da questo confronto appare evidente che il tenore di SiO_2 presente nella terra rossa di Gaeta è notevolmente più elevato nei confronti degli altri simili terreni delle Puglie e del Lazio presi in considerazione, mentre notevolmente più bassi sono i tenori degli ossidi dei metalli pesanti, il che eleva ancora di più il tenore di SiO_2 libera, presente sotto forma di quarzo.

Considerando poi un recente studio molto particolareggiato sulla terra rossa di S. Cesarea Terme effettuato dalla Cortesi [19], l'analisi meccanica ha dimostrato che le tre frazioni fondamentali sabbia-

-limo-argilla sono nel rapporto di 31,02 — 9.75 — 59.23. Tenendo conto che il quarzo raggiunge una percentuale del 96, nella prima frazione, del 70, 42, 25 nelle tre frazioni del limo, ed una percentuale oscillante tra 0.4 ed 1.8 nella frazione argillosa, si deduce per questa terra pugliese un tenore di quarzo relativamente più alto nei confronti delle altre terre rosse centro-meridionali considerate, ma comunque sempre inferiore al tenore di quarzo calcolato per le terre rosse Gaeta, che, al contrario si accostano moltissimo a quelle della Sicilia e, precisamente, a quelle del Palermitano studiate da Stanganelli [20], ove l'alto tenore di silice è stato dimostrato come dovuto ad inquinamento di sabbia quarzosa di origine eolica.

Altra caratteristica della terra rossa di Gaeta è data dalla assenza pressocchè totale di componenti sialici tipo plagioclasi o tipo leucite, in netto contrasto con la percentuale abbastanza rilevante del pirosseno che, come è stato osservato, è di tipo diopsidico, e per nulla secondario.

Infatti la sua percentuale oscilla tra il 6 e 8%. I minerali argillosi identificati con la illite in prevalenza e con la caolinite in un rapporto intorno al valore di 4 : 1 (come si ricava dal calcolo dei rapporti molecolari), sono gli stessi che diversi Autori hanno ritenuto come i costituenti del complesso argilloso delle tipiche terre rosse mediterranee.

Le percentuali dei componenti essenziali che si mantengono pressocchè costanti nelle terre rosse del golfo di Gaeta, si ritrovano, al contrario, alterati nelle sabbie gialline del litorale, ove, pur restando sempre il quarzo predominante (53,16% di SiO_2 libera nella sabbia della spiaggia di Serapo), si registra, accanto ad una quasi totale scomparsa del pigmento ematico e goethitico, una notevole diminuzione del contenuto in minerali pesanti (pirosseno 2,52% magnetite 0,46%) e un aumento della percentuale dei carbonati (calcite = 21,42%), mentre alquanto variato è il rapporto illite-caolinite (3 : 1 circa). Poichè è evidente che alla formazione del litorale delle spiagge del golfo di Gaeta, hanno concorso in maniera notevole con il loro apporto, proprio le terre rosse, le variazioni riscontrate tra queste e le sabbie gialline, sono da porsi in relazione con una azione del mare che ha allontanato i costituenti pesanti delle terre rosse (in prevalenza pirosseno), ha dilavato il pigmento ocraceo dei granuli di quarzo, ne ha ridotto le dimensioni, arricchendo il sedimento fornito dalla terra rossa principalmente di calcite ed in misura minore di dolomite, di quei componenti cioè derivanti dalla disgregazione

delle rocce calcaree e dolomitiche sottostanti alla terra rossa e soggette anche esse alla stessa azione delle acque del mare.

LE ROCCE DI BASE DELLA TERRA ROSSA DI GAETA.

In stretto rapporto con il rilievo presente nella zona e con l'intensità del carsismo della roccia su cui poggia, la terra rossa di Gaeta presenta uno spessore quanto mai variabile. Essa è direttamente poggiata sui calcari cretacici e, solo eccezionalmente, come ad esempio sulle pendici nord-occidentali di Monte Cologna, poggia su di uno strato di natura detritica derivante dal disfacimento meccanico della roccia sottostante, analogamente a quanto è già stato riscontrato per le altre terre rosse italiane [21].

La giacitura della terra rossa, la sua composizione, l'aspetto granulare del suo componente prevalente, si collegano inevitabilmente al problema della sua genesi.

Senza voler tracciare un quadro particolareggiato di tutti i vari studi compiuti per mettere in evidenza il valore di ogni singola teoria, da più parti si ritiene probabile, ed anche i risultati della presente ricerca si dimostrano concordanti, che il problema genetico di questi terreni trovi la sua più naturale spiegazione nella fusione delle due teorie fondamentali: sia quella della elaborazione dei residui insolubili delle rocce calcaree (teoria sostenuta, tanto per citare alcuni tra i più illustri studiosi del problema, da Vinassa De Regny [22], da Tuncan [23], da Gortani [24]), sia quella del trasporto eolico (Galdieri [25], Cavinato [26]) del pulviscolo formatosi in condizioni di clima semiarido, e costituito da polvere cosmica ricca di ferro, da materiale eruttato dai vulcani, da materiale proveniente dalla disgregazione delle rocce della litosfera, oltre che da materiale apportato dalle acque circolanti, condizioni queste corrispondenti in realtà a quelle esistenti nelle regioni del bacino del mediterraneo, dove la formazione delle terre rosse è caratteristica.

Una riprova valida, secondo il Galdieri, dell'origine eolica della terra rossa è costituita dal fatto che la composizione mineralogica di essa esprime minerali corrispondenti a quelli del pulviscolo atmosferico del luogo e non a quelli provenienti dal residuo insolubile dei calcari sottostanti.

Naturalmente il rapporto tra la composizione mineralogica della terra rossa ed il residuo insolubile delle rocce di base alla terra rossa stessa, presuppone uno studio completo oltre che dei residui, anche

dei vari tipi di roccia che, per la loro giacitura, possono comunque aver concorso alla formazione dei terreni soprastanti.

Il terreno cretaceo di Gaeta è costituito da strati alternanti di calcari e dolomie che ricoprono e contornano la dolomia di base liassica.

La serie cretacica che a Monte Orlando, sulle colline contigue alla spiaggia Gaeta-Formia, sui monti costituenti la sponda sinistra della valle di Formia-Itri (cioè Monte Costamezza, Monte Orso, Monte Rave Fosche, fino ai monti adiacenti quasi fino a Sperlonga) è rappresentata costantemente da calcari grigi compatti in strati alterni con dolomia compatta, grigia (gli strati sono alternativamente costituiti da calcare e dolomia da non poter considerare la dissoluzione del calcare disgiunta da quella della dolomia), in località Cava Conca (all'altezza quasi della curva che porta da Gaeta a Vindicio), termina nella parte superiore con un livello tipico costituito da un calcare marnoso, molto friabile, di colore grigio-giallastro, con prodotti di alterazione giallo-rossicci. Questo livello, che limitatamente alla zona di Gaeta, affiora solo in questa località, come mi è stato possibile constatare, si interpone tra il calcare dolomitico e la dolomia inferiore ed il calcare a requienie superiore, costituendo interamente la serie che si trova perfettamente rappresentata al promontorio del Circeo (Viola [27-28], Rovereto [29-30], Maxia [31], Beneo [32], Segre [33]).

Poichè a quanto mi risulta manca a tutt'oggi uno studio chimico sulle rocce costituenti la serie cretacica di Gaeta, sono stati analizzati sia il calcare grigio compatto con la dolomia stratificata, sia il calcare marnoso della Cava Conca, riservando per tutti e tre questi tipi di roccia una analisi di dettaglio dei relativi residui insolubili.

Le analisi riportate nella tabella X si riferiscono precisamente a:

1) Calcare grigio, compatto stratificato M. Orlando-Gaeta (An. Sinno).

2) Dolomia grigia, compatta, interstratificata con il calcare M. Orlando-Gaeta (An. Sinno).

3) Calcare marnoso giallastro di Cava Conca-Gaeta (An. Sinno).

Le relative curve termodifferenziali, riportate a pagina 24 oltre a riconfermare la natura chimica delle rocce in esame (fig. 2, curve *d*, *e*, *f*, *g*, *h*.) ha messo in evidenza indistintamente per i tre tipi di rocce esaminate la presenza di un picco endotermico a 580° C. che, come è noto, corrisponde alla perdita dell'OH del componente illitico. Nella Tabella XI sono stati calcolati, in base anche ai risultati

TABELLA X.

	1	2	3
SiO_2	0.18	0.14	11.76
TiO_2	tracce	0.02	0.30
Al_2O_3	0.14	0.58	3.32
Fe_2O_3	0.08	0.28	1.60
FeO	—	—	0.18
MnO	tracce	0.12	0.10
MgO	0.30	19.70	1.82
CaO	55.36	31.40	42.46
K_2O	—	—	1.10
Na_2O	—	—	0.40
H_2O^+	0.08	1.34	0.72
H_2O^-	0.10	0.06	0.62
CO_2	43.76	46.40	35.10
SO_3	—	—	0.30
Cl	—	—	0.50
	100.00	100.04	100.28
O = Cl	—	—	0.08
			100.20

forniti dall'analisi roentgenografica, i rapporti tra i componenti del calcare marnoso, prelevato a Cava Conca.

I campioni N° 1, 2, 3, (Tabella X) sono stati sottoposti all'attacco di una soluzione 2 N di CH_3COOH: l'insolubile, lavato con H_2O distillata, è stato portato in stufa a 60° C.

Mentre l'osservazione al microscopio ha condotto all'identificazione di qualche minutissimo cristallo di quarzo, l'analisi roentgenografica, condotta nelle medesime condizioni per i tre residui insolubili, ha dato i seguenti risultati:

1) Residuo insolubile del calcare grigio compatto di Monte Orlando: illite, caolinite, quarzo, muscovite.

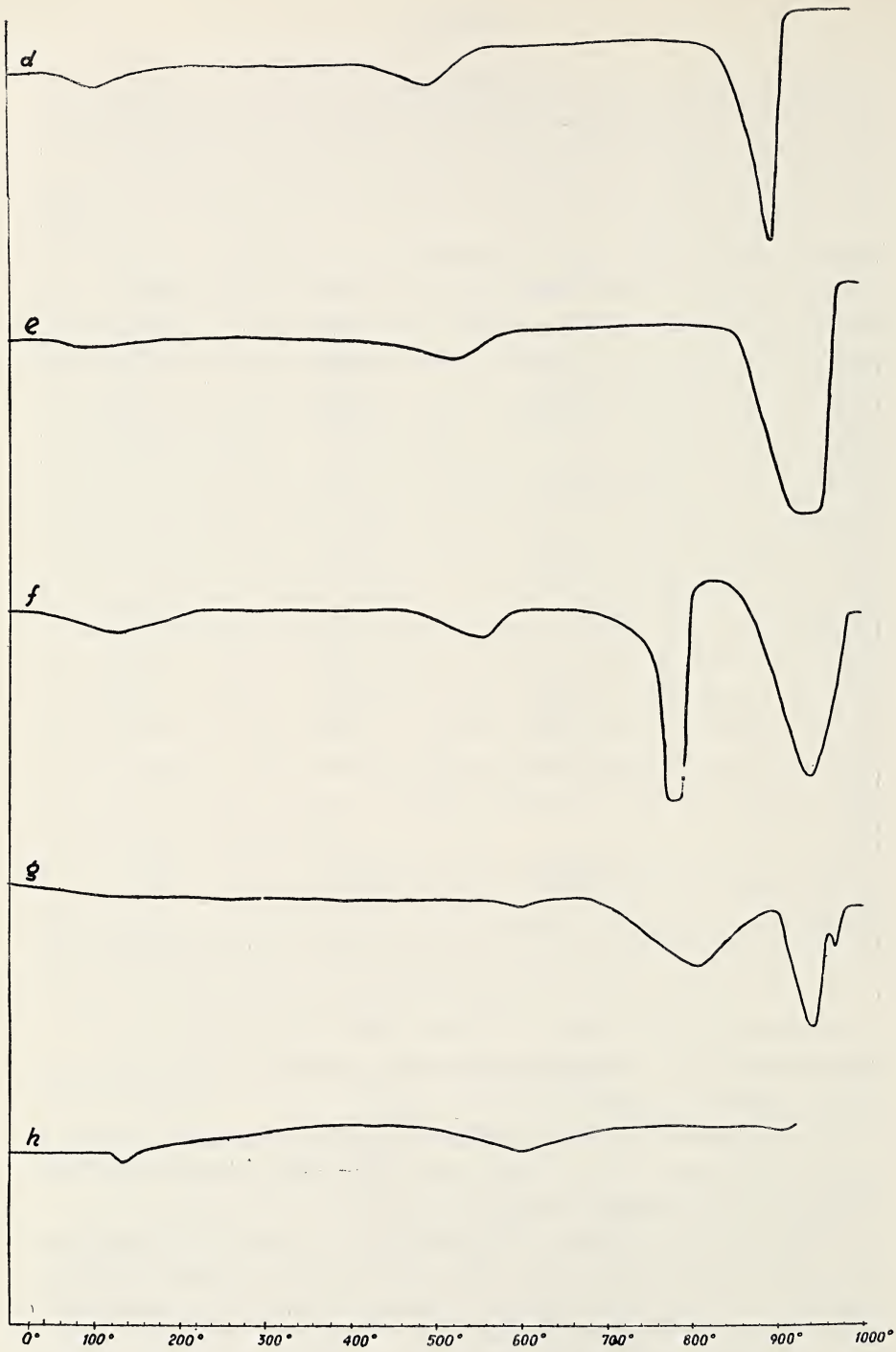


Fig. 2. — Analisi termodifferenziali del « complesso cretacico » sottostante alla « terra rossa » di Gaeta.
d) Calcare S. Agostino — *e*) Calcare di M. Orlando — *f*) dolomia interstratificata M. Orlando — *g*) Calcare marnoso Cava Conca — *h*) Residuo insolubile del calcare marnoso.

TABELLA XI.

		Salgemma	Gesso	Dolomite	Calcite	Illite	Goethite	Quarzo
SiO_2	11.76					3.96		7.80
TiO_2	0.30							
Al_2O_3	3.32					3.32		
Fe_2O_3	1.60						1.60	
FeO	0.18							
MgO	1.82			1.82				
CaO	42.46		0.20	2.50	39.76			
K_2O	1.10					1.10		
Na_2O	0.40	0.40						
CO_2	35.10			3.96	31.24			
SO_3	0.30		0.30					
Cl	0.50	0.50						
H_2O	1.34		0.14			0.39	0.18	
		0.90	0.64	8.28	71.00	8.77	1.78	7.80

2) Residuo insolubile della dolomia compatta grigia interstratificata con il calcare (Monte Orlando): illite, quarzo, muscovite.

3) Residuo insolubile del calcare marnoso di Cava Conca: illite, quarzo muscovite.

Nella tabella XII vengono riportati in dettaglio i risultati relativi ai residui insolubili del calcare e della dolomia (N° 1 e 2), mentre nella tabella XIII quelli relativi al residuo insolubile del calcare marnoso di Cava Conca.

INTERPRETAZIONE DELLE CURVE DI DOEGLAS.

Le analisi granulometriche condotte sui campioni di terra rossa raccolti a Monte Cristo ed alla Catena, sono state estese sui materiali raccolti in tutte quelle zone in cui la coltre rossastra presentava una potenza piuttosto sensibile, per poter integrare i risultati fin qui ottenuti con altri dati che avessero potuto maggiormente orientare sul problema della genesi.

TABELLA XII.

1				2			
N°	In.	*d* in Å	Minerale	N°	In.	*d* in Å	Minerale
1	mf	10.04	illite	1	mf	10.04	illite
2	d	7.15	caolinite	2	md	4.26	quarzo
3	md	4.26	quarzo	3	ff	3.33	»
4	ff	3.33	quarzo	4	md	3.25	muscovite
5	d	3.23	muscovite	5	dd	3.09	illite
6	dd	3.09	illite	6	dd	2.85	»
7	d	2.85	»	7	mf	2.56	»
8	mf	2.56	»	8	dd	2.46	»
9	dd	2.46	»	9	dd	2.22	»
10	dd	2.22	»	10	dd	1.99	»
11	dd	1.99	»	11	dd	1.73	muscovite
12	dd	1.73	muscovite	12	dd	1.54	quarzo
13	dd	1.67	quarzo	13	dd	1.50	illite
14	dd	1.54	quarzo	14	dd	1.37	quarzo
15	d	1.50	illite	15	dd	1.29	illite
16	dd	1.37	quarzo	16	dd	1.24	quarzo
17	dd	1.29	illite				
18	dd	1.24	quarzo				

Sulla base dei valori desunti dalle analisi granulometriche sono state costruite, e successivamente interpretate, secondo la classificazione proposta da Doeglas [34], le curve granulometriche, che, come lo stesso Autore dimostra, rappresentano un valido aiuto per « poter determinare le circostanze nelle quali il sedimento si è deposto ».

Con il loro andamento rettilineo nella zona compresa tra i valori del 10% e del 90%, differenziato alle due estremità per un tratto orizzontale più pronunziato nella zona corrispondente alla frazione più grossolana del sedimento, le curve sono risultate appartenere a quel tipo che il Doeglas definisce di « letto fluviale differenziato ». caratteristiche delle sabbie delle dune, così come dei depositi lungo le rive dei fiumi e delle spiagge.

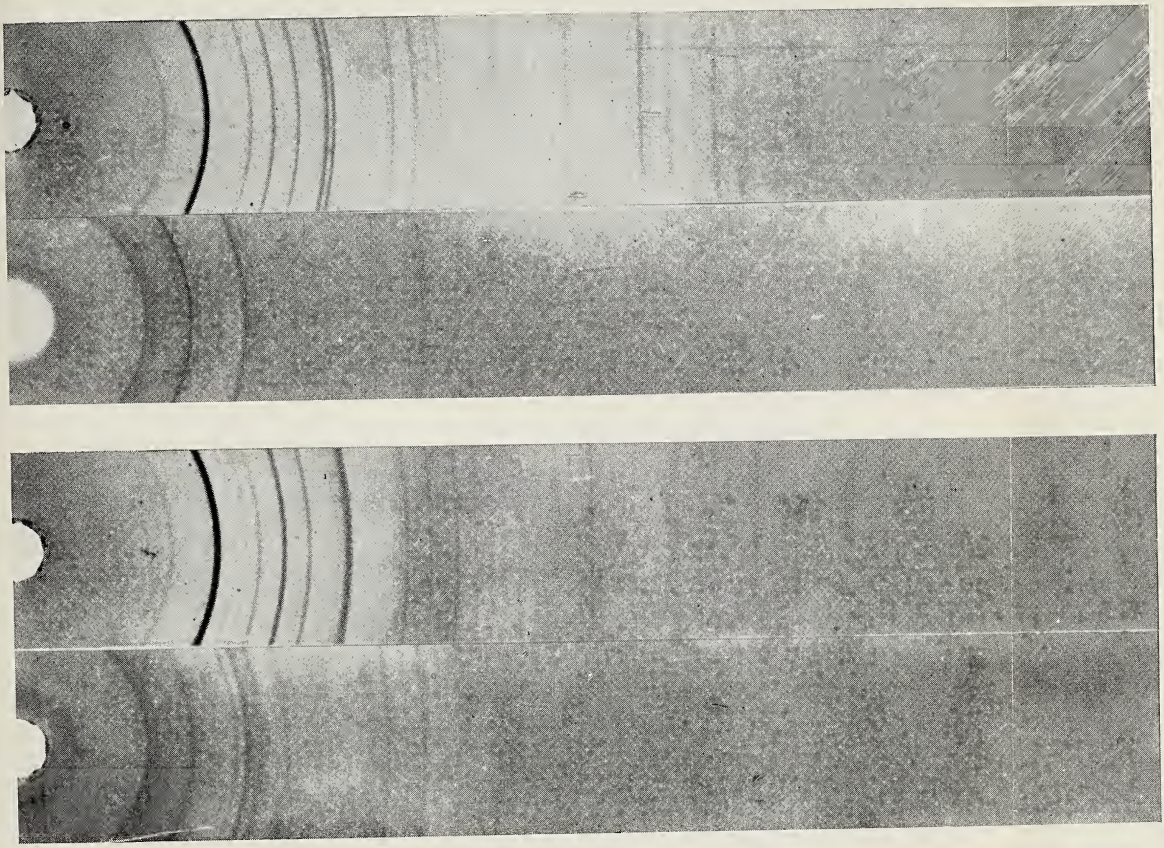


Fig. 1. — Serie cretacica sottostante alla « terra rossa » (Cu K*a*).

1) Calcare 1*a*) residuo insolubile

2) Dolomia interstratificata 2*a*) Residuo insolubile.

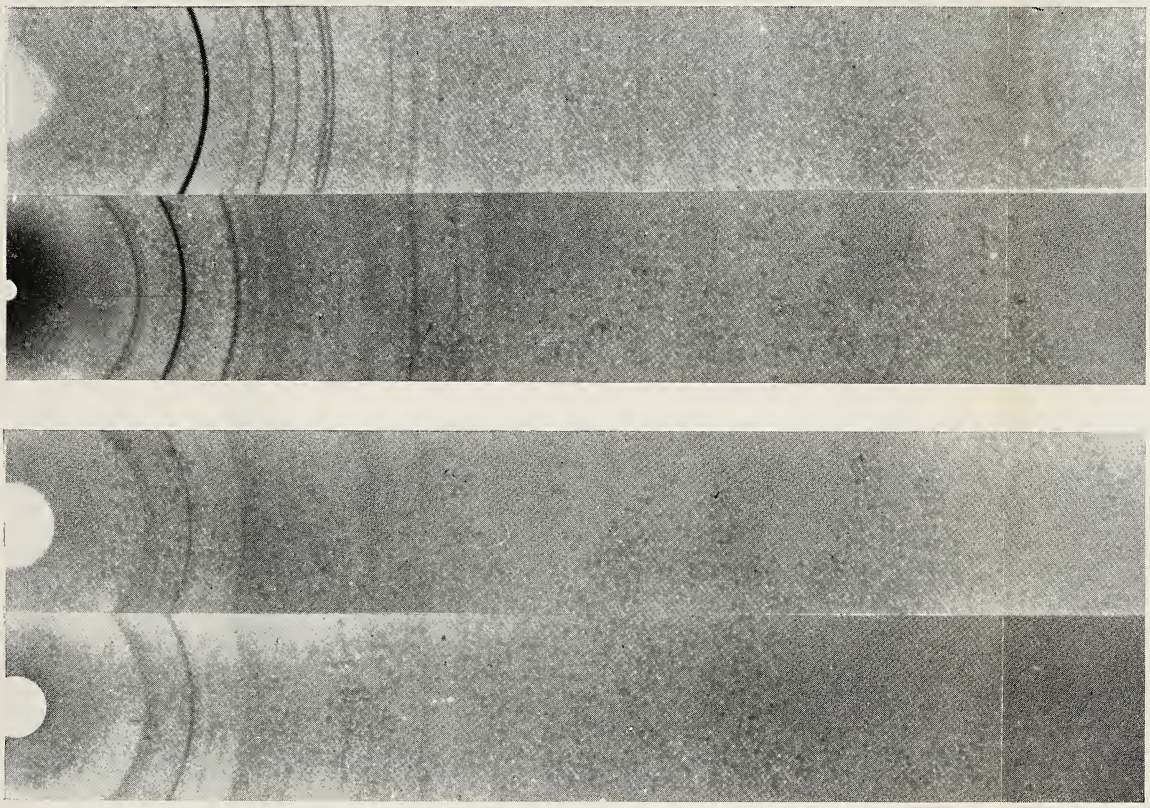
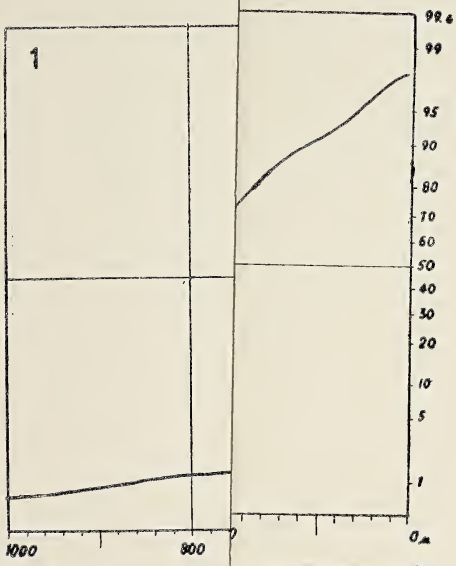
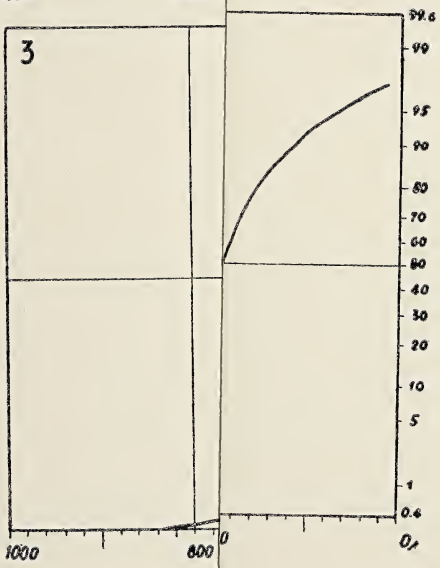


Fig. 1. — Serie cretacica sottostante alla « terra rossa » (Cu K*a*).

3) Calcare marnoso — 3*a*) Residuo Insolubile.

4) Frazione argillosa della terra rossa. — 4*a*) Frazione argillosa della terra rossa dopo trattamento con ditionite sodica.


1
99.6
99
95
90
80
70
60
50
40
30
20
10
5
1
1000
800
0
0μ


3
99.6
99
95
90
80
70
60
50
40
30
20
10
5
1
0.4
1000
800
0
0μ

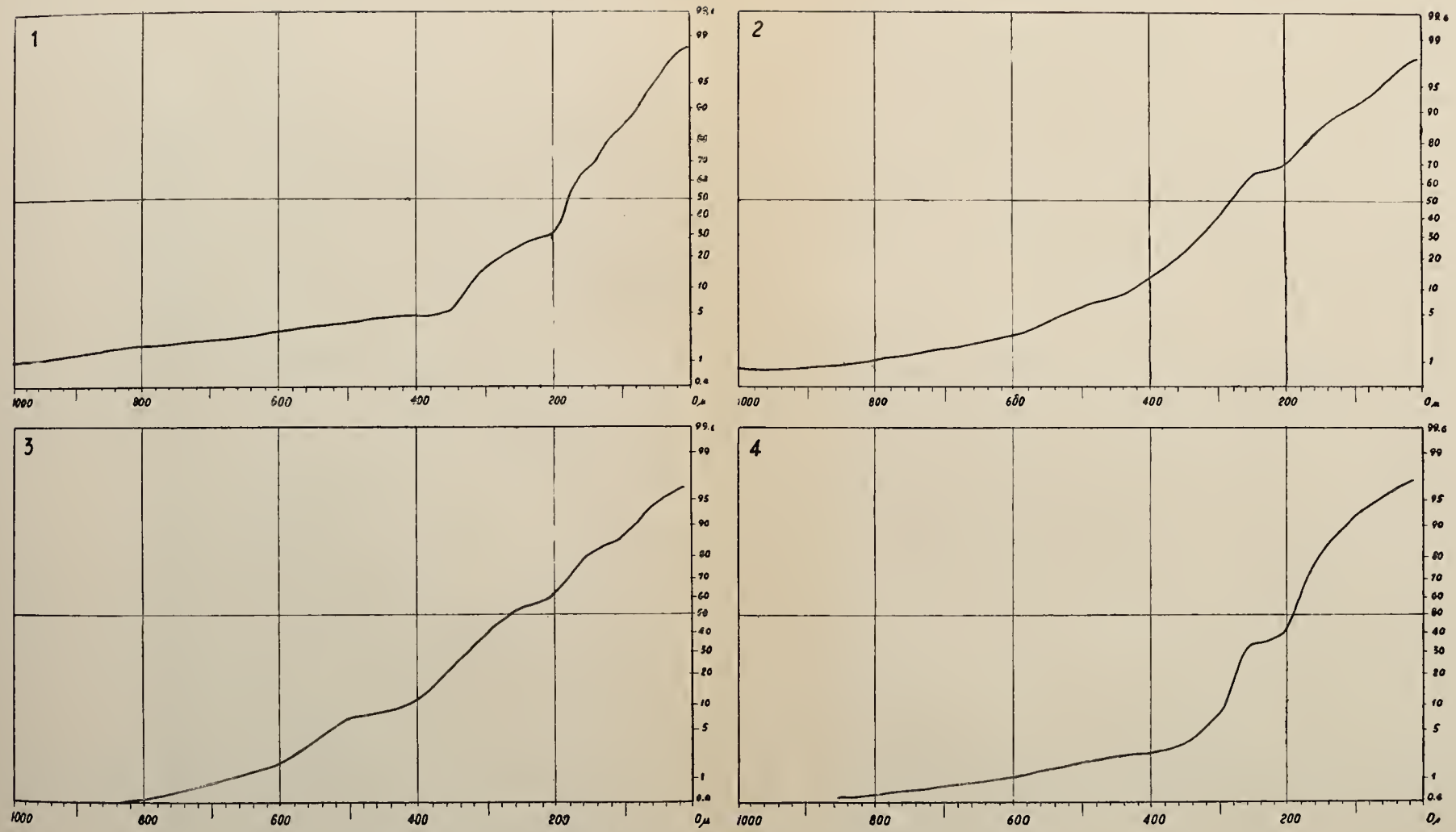


Fig. 1. — Curve granulometriche di Doeglas relative alla terra rossa delle località indicate.

1) La Catena — 2) S. Vito — 3) Monte a Mare — 4) Fossato Longato.

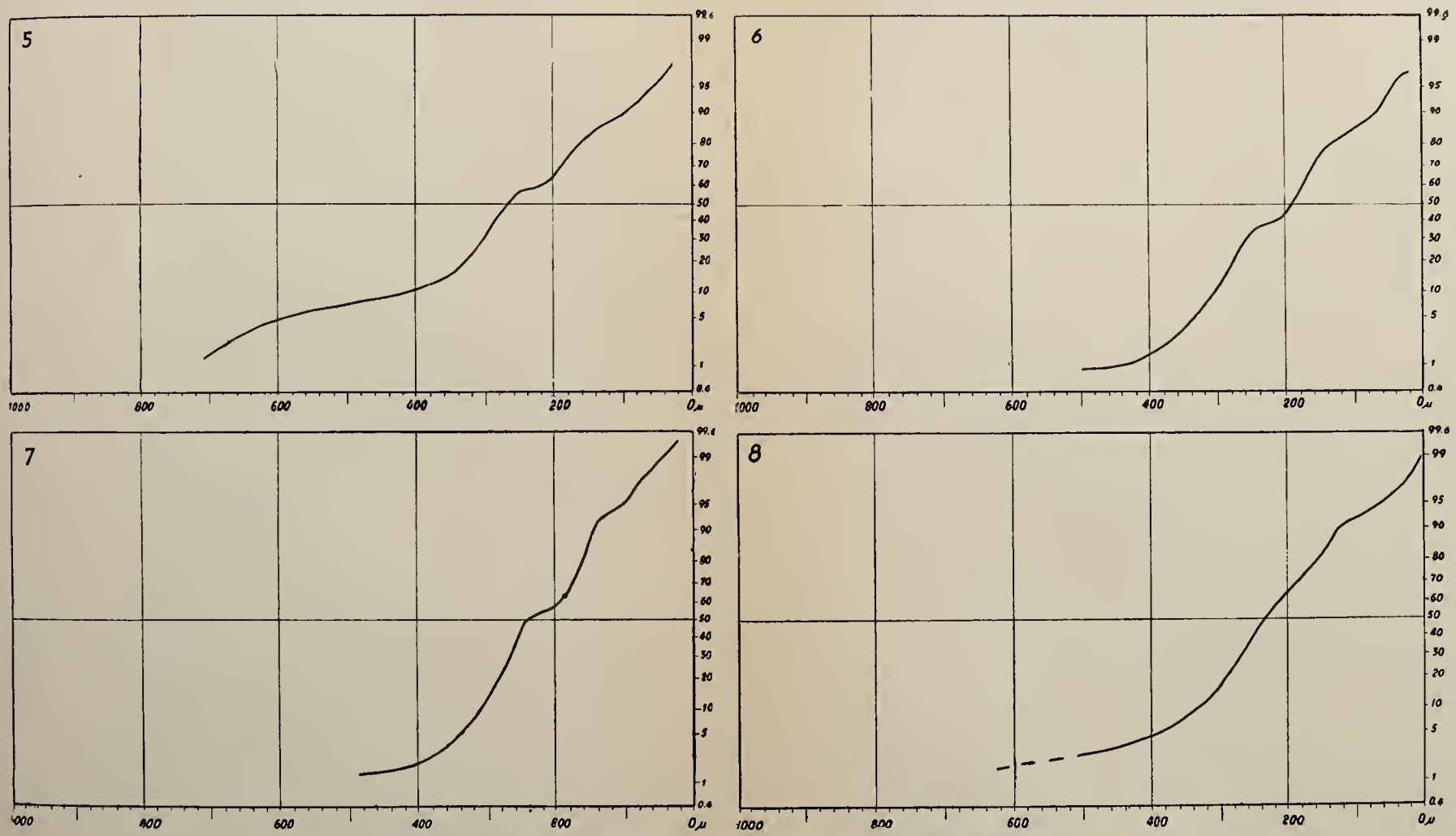


Fig. 1. — Curve granulometriche di Doeglas relative alle località indicate.

5) Pozzo Cologna: versante Sud Est.
6) Monte Cologna: versante Nord Ovest.
7) Monte Cristo: versante Nord.
8) Monte Cologna: metri 130.

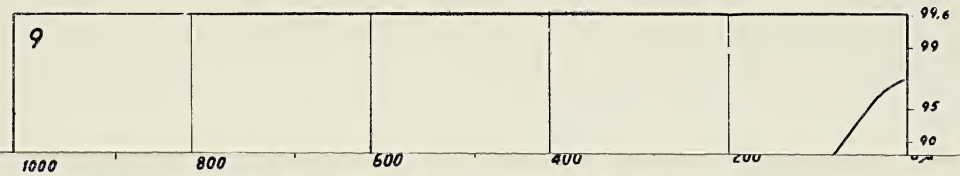


Fig. 1. — Curve granulometriche di Doeglas relative alle località indicate.

9) Fossato Casarevole

10) Il Piano

11) Serapo - (sabbia giallina).

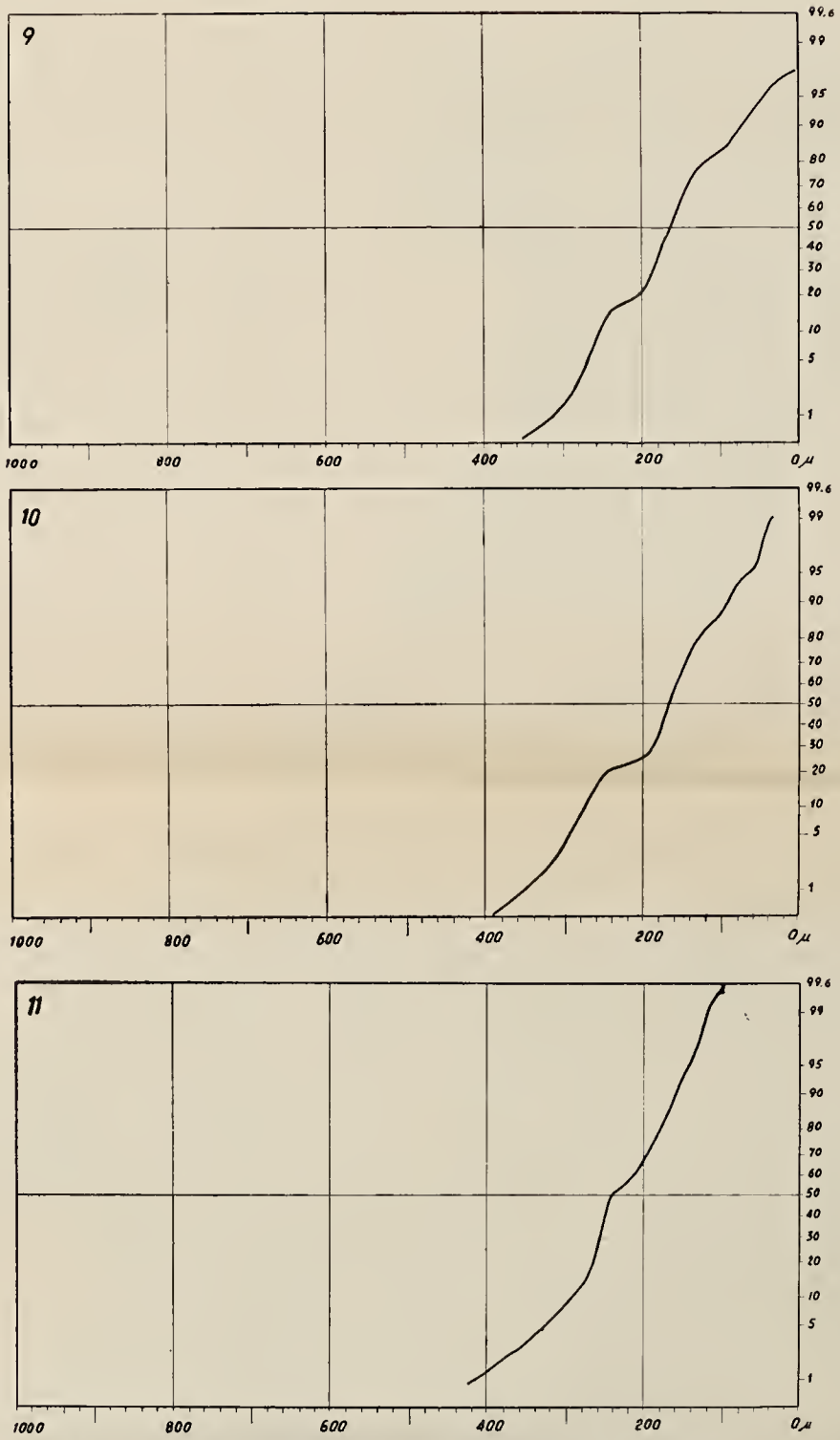
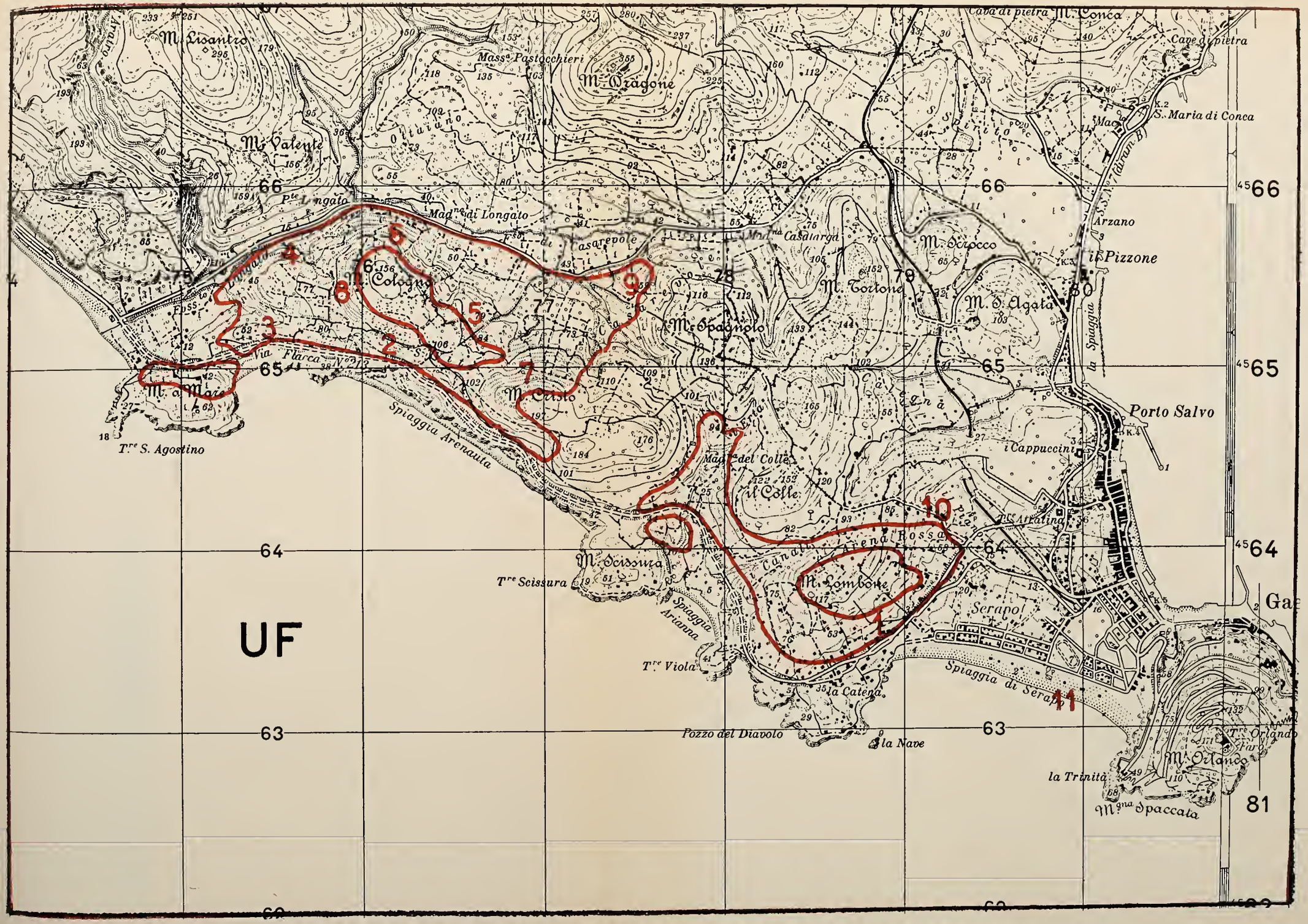


Fig. 1. — Curve granulometriche di Doeglas relative alle località indicate.

9) Fossato Casarevole

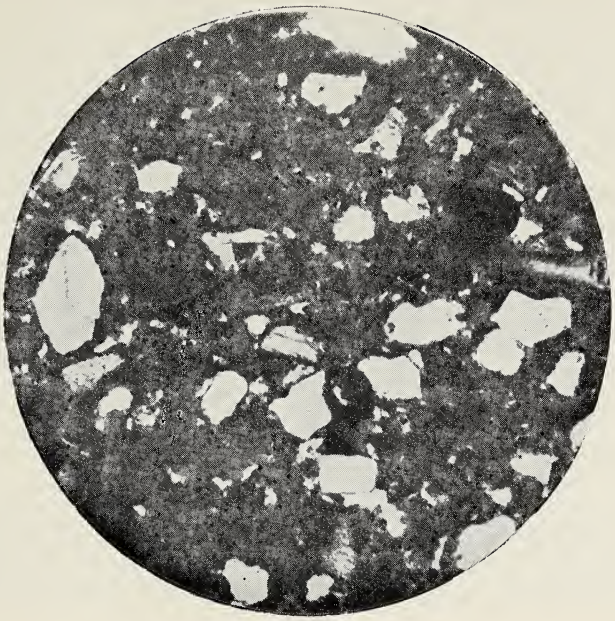
10) Il Piano

11) Serapo - (sabbia giallina).



Carta topografica del Golfo di Gaeta (foglio 171 IV S.O.; Scala 1 : 25.000) Affioramenti di « terra rossa » e località di prelevamento dei campioni.

1



2

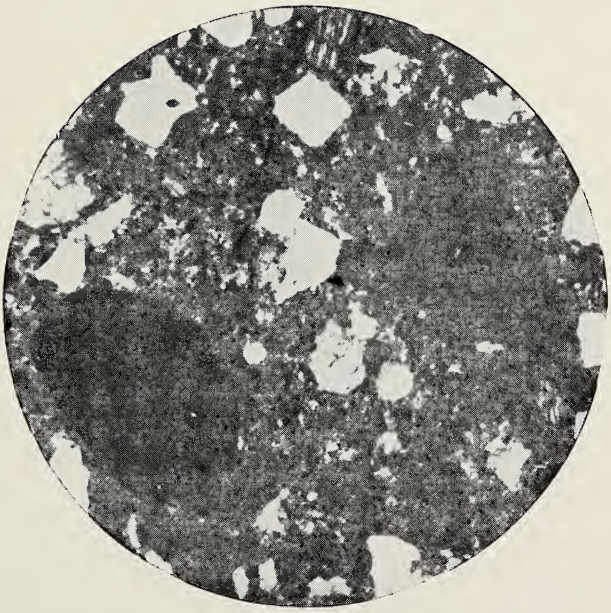
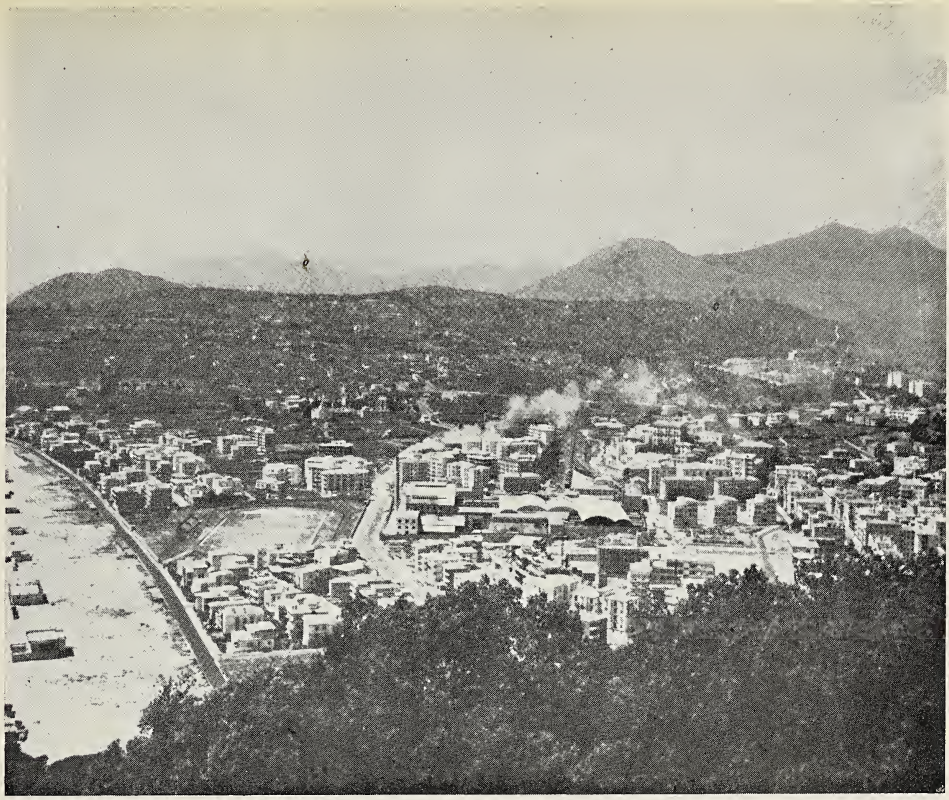


Fig. 1. — Terra rossa di Gaeta. Granuli di quarzo - (ingr. × 10; nicol =)

Fig. 2. — Terra rossa di Gaeta. Quarzo, pirosseno, magnetite, e noduli opachi di ossidi di ferro. - (ingr. × 10; nicol =).

1



2

Fig. 1. — Monte Lombone (m. 117) - All'altezza del livello stradale (S.S. 213) affiora la terra rossa.

Fig. 2. — Spiaggia di Serapo.

1

2

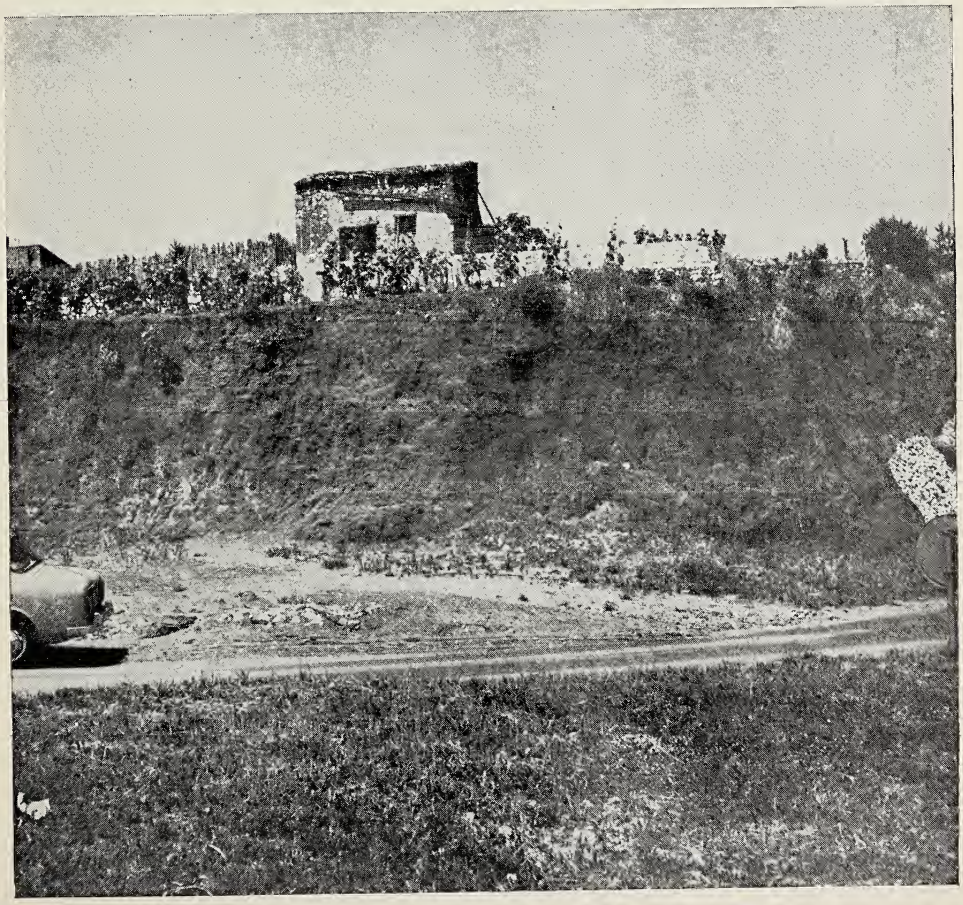


Fig. 1. — La Catena - Affioramento di terra rossa sul calcare cretacico.

Fig. 2. — La Catena - Cava di terra rossa.

1

2

Fig. 1. — Cava Conca (Gaeta).

Fig. 2. — Calcare marnoso costituente il livello superiore della parete.

TABELLA XIII.

3							
N°	In.	d in Å	Minerale	N°	In.	d in Å	Minerale
4	f	10	illite	15	dd	1.98	illite
1	dd	4.90	»	16	md	1.94	»
2	f	4.46	»	17	md	1.82	quarzo
3	mf	4.24	quarzo	18	dd	1.73	muscovite
5	ff	3.33	»	19	dd	1.67	quarzo
6	dd	3.23	muscovite	20	d	1.54	quarzo
7	dd	3.09	illite	21	m	1.50	illite
8	dd	2.85	»	22	md	1.37	quarzo
9	f	2.56	»	23	d	1.34	illite
10	d	2.45	»	24	dd	1.25	quarzo
11	dd	2.39	illite	25	dd	1.20	»
12	dd	2.26	quarzo	26	dd	1.08	»
13	dd	2.23	illite				
14	d	2.14	illite				

Poichè la forma delle curve consente di conoscere l'origine del sedimento, è possibile dedurre che alla formazione della terra rossa di Gaeta concorse prevalentemente la componente eolica. Questa deduzione ben si accorda del resto con l'uniformità di arrotondamento presentato dai granuli di quarzo (che, come si è visto in precedenza, rappresenta il componente essenziale di questo particolare tipo di terra rossa), così costante da poter attribuire solo al vento, con determinate condizioni di velocità, un trasporto con accumulo di granuli prevalenti di determinate dimensioni. Poichè è noto che l'arrotondamento dei granuli diminuisce con il diminuire delle dimensioni del diametro, è possibile spiegare anche la presenza nella frazione sabbiosa fine, di frammenti di quarzo a spigoli vivi, presenza che, nulla nella frazione grossolana, rarissima nella frazione media, diviene più sensibile nella frazione fine, ove, solo grazie alle loro dimensioni, i frammenti poterono sottrarsi all'azione erosiva del vento.

Venendo ora al particolare e confrontando tra loro le varie curve

ricavate, mentre il tratto intermedio relativo ai valori compresi tra il 10% ed il 90% circa si mantiene pressocchè identico per tutte, il tratto iniziale, variabile in linea di massima in funzione dell'altezza a cui è stato prelevato il relativo campione, consente di poter classificare le curve stesse in tre tipi principali e precisamente:

un primo tipo, al quale appartengono le curve 1, 2, 3, 4 della Tavola III, in cui il tratto iniziale è completo, il che equivale a dire che sono rappresentate tutte le frazioni granulometriche dalla più grossolana alla più fine;

un secondo tipo, al quale appartengono le curve 5, 6, 7, 8 della Tavola IV, in cui il tratto iniziale è incompleto, mancando la frazione granulometrica grossolana compresa tra le dimensioni da 1000 a 700 μ;

un terzo tipo, al quale appartengono le curve 10, 11 della Tavola V, in cui il tratto iniziale manca completamente, non essendo rappresentate le frazioni granulometriche comprese tra 1000 e 400 μ.

Tale andamento porta a pensare che la terra rossa originariamente deposta a determinata altitudine, arricchì sempre più la sua frazione media e fine a spese della sua frazione grossolana che intanto andava sempre più suddividendosi: in altri termini ciò porta ad ammettere un processo evolutivo della terra rossa, seguente alla sua deposizione.

Quali furono gli agenti di questa evoluzione?

A questo interrogativo risponde chiaramente il profilo della curva relativa alla sabbia giallina della spiaggia di Serapo (curva 11 della Tavola V, il cui andamento si avvicina notevolmente a quelle del terzo tipo.

Non essendo possibile ammettere la formazione di una spiaggia senza l'intervento di una azione combinata del vento e dell'acqua, ne consegue che anche la terra rossa dovette essere interessata, successivamente al suo deposito, ad un tipo di azione analoga.

Per quanto riguarda poi il diverso grado di differenziazione delle varie curve più o meno accentuato, è evidente che ciò possa mettersi in rapporto con l'intensità delle due azioni che, certamente, dovette variare nel tempo.

Tutte le curve poi, compresa quella relativa alla sabbia di Serapo, presentano un punto di flesso in corrispondenza delle dimensioni comprese tra 200 e 250 μ. Esistendo, sempre secondo Doeglas, un rapporto diretto tra dimensioni dei granuli ed intensità dell'agente che ha prodotto l'accumulo dei materiali, è possibile dedurre l'esi-

stenza di almeno due valori principali relativi alla intensità dello agente stesso.

Scindendo le curve nei due tratti costituenti è possibile ancora ricavare che il tipo di terreno studiato appartiene ai sedimenti originati oltre che per apporto eolico, anche per trasporto idrico. Tale materiale, soprattutto nella parte più grossolana, subì una evoluzione, nel senso che l'azione combinata del vento e delle acque consentirono una maggiore frammentazione e suddivisione prima, ed una nuova classificazione e quindi deposito, successivamente.

CONCLUSIONI

Il presente studio sulla terra rossa presente lungo tutto l'arco costiero del Golfo di Gaeta, unitamente a quello sui residui insolubili delle rocce di base, permette di formulare le seguenti considerazioni.

1) È innegabile, almeno a prima vista, anche se limitatamente ad alcuni componenti, che esista una analogia di composizione mineralogica tra terra rossa e residuo insolubile delle rocce di base. Tale analogia è relativa a quattro componenti e precisamente quarzo, illite, caolinite, e, probabilmente, muscovite.

Per quanto riguarda però specificatamente il quarzo non si riesce a comprendere il tipo di processo al quale questo componente dovette essere interessato per potersi trasformare da minutissimi frammenti cristallini in granuli arrotondati e del valore massimo di mm. 1 di diametro.

2) L'associazione illite-caolinite, con il primo componente di gran lunga prevalente sul secondo, che permette di ascrivere la terra rossa di Gaeta tra le tipiche terre rosse mediterranee, è effettivamente presente nel residuo insolubile del calcare di base, anche se in misura molto ridotta. Questo se da un lato richiede un processo di dissoluzione molto intenso, dall'altro porta, di conseguenza, un aspetto della roccia, interessata a tale processo, del tutto particolare. Tale aspetto manca assolutamente nei calcari di base alla terra rossa.

3) Anche volendo ammettere un processo di dissoluzione del calcare, ciò è in netto contrasto sia con la forma granulare del componente prevalente della terra rossa, vale a dire del quarzo, sia con la presenza di minerali pesanti e di origine vulcanica, quali magnetite e, principalmente, pirosseno che costituisce circa l'8% della composizione globale.

4) Considerando poi la mancanza di stratificazione della terra rossa ed in particolare la sua giacitura sopra colline a sommità quasi

pianeggiante, o sopra terrazze di origine fluviale o marina (tipiche delle regioni di accumulazione eolica secondo RICHTHOFEN [35]) questi due argomenti costituiscono un ottimo presupposto per considerare l'origine eolica di questi terreni.

5) È noto che l'azione del vento non provoca gli stessi effetti sui vari componenti sui quali agisce: gli ultimi granuli ad arrotondarsi sono proprio quelli dei minerali leggeri, principalmente tra essi, il quarzo.

Se nella terra rossa di Gaeta è proprio questo componente ad avere il tipico aspetto arrotondato, con superfici smerigliate, ciò non solo indica un trasporto eolico ma una provenienza diversa e, soprattutto una lunghezza diversa del percorso, molto diverse da quelle che interessarono il pirosseno che, a parità di grandezza, si presenta a spigoli vivi.

La breve distanza ed il percorso insufficiente, unitamente alla origine vulcanica del pirosseno, potrebbero mettersi in relazione con l'attività vulcanica di Roccamonfina, che avrebbe potuto fornire questo componente, unitamente alla magnetite.

La considerazione fatta richiederebbe la presenza tra i componenti della terra rossa di termini sialici quali feldspati o feldspatoidi (tipo plagioclasi o tipo leucite che, con il pirosseno, costituiscono i minerali essenziali costituenti i prodotti di Roccamonfina) che, al contrario, fatta eccezione per qualche più che mai raro cristallo di plagioclasio, non sono stati mai osservati quali costituenti.

D'altronde, però, se si pensa alla loro relativamente più facile alterabilità, nei confronti del pirosseno, anche questo apparente contrasto trova la sua causa, per cui si sarebbe indotti a pensare che il processo di alterazione dei plagioclasi e della leucite che condusse all'arricchimento dei minerali illite e caolinite, i quali già facevano parte, per trasporto eolico, della terra rossa, fu lo stesso che, in misura minore, consentì l'alterazione del ferro del pirosseno, trasformandolo nel suo ossido ed idrossido.

Appare di conseguenza che una tale alterazione sia più compatibile con un ambiente idrico, il che ben si accorda anche con l'interpretazione delle curve di DOEGLAS.

Concludendo, si può affermare che se anche nella genesi della terra rossa di Gaeta, contribuì la dissoluzione del calcare cretacico, tale processo dovette essere molto relativo. Determinante ed essenziale ai fini della formazione del deposito dovette essere la componente eolica, non disgiunta dall'azione della componente idrica successiva.

Istituto di Mineralogia della Università di Napoli - Dicembre 1962.

RIASSUNTO

È stato eseguito uno studio sedimentologico, mineralogico e chimico sulla « terra rossa » presente lungo l'arco costiero del Golfo di Gaeta, dalla località « il Piano » fino alla « Piana di S. Agostino ».

L'analisi chimica e mineralogica delle varie frazioni ha dimostrato la costante presenza del quarzo, quale componente prevalente, associato a minerali pesanti, principalmente pirosseno e magnetite titanifera.

Mediante l'analisi roentgenografica e termodifferenziale è stata messa in evidenza la composizione mineralogica della frazione argillosa che è risultata essere costituita in prevalenza da illite, e, secondariamente, da caolinite.

È stato successivamente studiato il complesso della serie cretacica sottostante con particolare riguardo alla composizione mineralogica e chimica dei residui insolubili.

Con l'aiuto delle curve granulometriche di Doeglas viene discussa la probabile genesi della « terra rossa » di Gaeta.

SUMMARY

A mineralogical, chemical, sedimentological study on the « terra rossa » was carried out, along the coastal arch of the Gulf of Gaeta (South Italy), from the zone « il Piano » as far as the « Piana di S. Agostino ».

The chemical mineralogical analysis of the various fractions has shown the constant presence of quartz, as prevailing component, associated with heavy minerals chiefly pyroxene and titaniferous magnetite.

Through Roentgen and thermodifferential analysis it was given evidence of the mineralogical compositon of the clay fraction which resulted to be formed of illite prevalently, and kaolinite, secondly.

It was successively studied the complex of the underlying cretaceous series with particular regard to the mineralogical chemical composition of the insoluble residues.

By the help of Doeglas granulometric curves it was discussed the probable genesis of the « terra rossa » of Gaeta.

BIBLIOGRAFIA

[1] Baratta M. *I terremoti d'Italia.* Roma 1936.

[2] Cassetti M. *Sulla costituzione geologica dei monti di Gaeta.* Boll. Com. Geol. Ital. **27** (1896).

[3] Cassetti M. *Sulla costituzione geologica dei Monti di Gaeta.* Boll. Com. Geol. Ital. **31** (1900).

[4] Segre A. G. *Sulla struttura geologica del Golfo di Gaeta. Contributo di Scienze Geologiche.* I Suppl. Ricerca Scientifica A 20, 1-3 (1950).

[5] Segre A. G. *Appunti geologici sui dintorni di Gaeta.* Boll. Soc. Geol., **73** (1951).

[6] Segre A. G. *Il golfo di Gaeta e l'arcipelago Ponziano.* Rend. Acc. Naz. Lincei, serie 4, **40** (1953).

[7] Segre A. G. *Prime relazioni sul rilevamento geologico del foglio* 171 *Gaeta.* Boll. Serv. Geol., **78** (1956).

[8] Blanc A. C., Segre A. G. *Nuovi giocimenti tirreniani e paleolitici sulla costiera tra Sperlonga e Gaeta.* Hist. Nat., **2**. (1947).

[9] Blanc A. C. *Note illustrative per le escursioni della LIV riunione estiva. Le formazioni pleistoceniche del M. Circeo.* Boll. Soc. Geol. Ital., **69** (1950).

[10] Wentworth C. K. *A scale grade and class term for clastic sediments.* Jour. of Geology, **30** (1922).

[11] Sinno R. *La magnetite dei Campi Flegrei.* Periodico di Mineralogia, Anno XXVII, n. 2-3 (1958).

[12] Parascandola A. *Genesi e deposizione delle sabbie magnetitiche nell'Isola di Procida e nel litorale flegreo.* Boll. Soc. Nat. di Napoli, **48** (1946).

[13] Mehra O. P., Jackson M. L. *From oxide removal from soils and clays by a dithionite entrase system buffered with sodium bicarbonate.* Clays and clay mineral, **5** (1960).

[14] Snell F. D., Snell T. *Colorimetric methods of analysys.* **2** (1949).

[15] Edwards G. *Economie Geology*, **9** (1914).

[16] Comel A. *La terra rossa di Putignano* (Bari). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **57** (1939).

[17] Comel A. *Ricerche sulla terra rossa di Roccaraso.* Boll. Soc. Geol. Ital., **55** (1936).

[18] Comel A. *Sulle due terre rosse ed una nera del Lazio.* Boll. Soc. Geol. Ital., **49** (1930).

[19] Cortesi C. *Studio sedimentologico e geochimico comparativo tra la terra rossa pleistocenica di Grotta Romanelli e la terra rossa locale attuale.* Periodico di Mineralogia, **27** (1958).

[20] Stanganelli M. *Notizie e ricerche sui terreni siciliani.* Staz. Sper. Granic. per la Sicilia, Pubbl. n. 17 (1949).

[21] Marinelli G. *Le terre rosse dei Monti di Oltre Serchio.* Soc. Toscana Scienze Nat. Serie A. **62** (1955).

[22] Vinassa de Regny. *Sull'origine della terra rossa.* Boll. Soc. Geol. Ital., **23** (1904).

[23] Tucan F. *Sull'origine della terra rossa.* Giornale di Geologia pratica, Roma, (1914).

[24] Gortani M. *Terra rossa, Bauxite, Laterite.* Giornale di Geologia pratica, Roma, (1913). z

[25] Galdieri A. *L'origine della terra rossa.* Annali R. Scuola Sup. Agric. di Portici, Serie 2, **2** (1913).

[26] Cavinato A. *Geologia. Genesi delle Bauxiti.* Mem. Ist. Geol. Univ., Padova, n. 6, **15** (1948).

[27] Viola C. *Osservazioni fatte sui Monti Lepini e sul Capo Circeo in Provincia di Roma nell'anno* 1893. Boll. Com. Geol. Ital., **24** (1894).

[28] Viola C. *Il Monte Circeo in provincia di Roma.* Boll. Soc. Geol. Com. Ital., **27** (1896).

[29] Rovereto C. *Condizioni tettoniche del promontorio Circeo.* Rend. Acc. Lincei. Serie V, **33** (1924).

[30] Rovereto C. *Sulla tettonica del promontorio Circeo e sulla influenza della gravità nell'orogenesi.* Rend. Acc. Naz. Lincei, serie 2, **8** (1948).

[31] Maxia C. *Sulla tettonica lel Monte Circeo* (Lazio). Rend. Acc. Naz. Lincei, serie 2, **7** (1947).

[32] Beneo E. *Le argille scagliose di S. Felice Circeo* (Lazio). Boll. Soc. Geol. Ital., **69** (1950).

[33] Segre A. G. *Note illustrative per le escursioni della LIV riunione estiva. Escursione n.* 1. Boll. Soc. Geol. Ital., **69** (1950).

[34] Doeglas D. J. *Recherches granulometriques aux Pays-Bas.* Amesterdam (1940).

[35] Richthofen F. *Fuhrer fur Forschungsreisende.* Berlin (1886).

Piroclastiti ed evoluzione vulcanica

Parte II.

Piperni, tufi pipernoidi, tufi campani

Nota del socio ANTONIO SCHERILLO

(Tornata del 27 dicembre 1963)

Nella parte prima del presente lavoro (1) mi sono occupato del problema delle piroclastiti in rapporto all'evoluzione vulcanica in generale, e alla differenziazione nel corso di un'eruzione in particolare, traendo esempio dalle piroclastiti dei vulcani Sabatini e del Vulcano di Vico e dai prodotti dell'eruzione vesuviana del 1944.

Ora tratto il problema delle piroclastiti della Campania. Parlo di « tufi campani » e non di « tufo campano », come si usa, perchè non è sicuro che quelle piroclastiti che rappresentano la più tipica formazione della Terra di Lavoro, siano il prodotto di un unico vulcano e, più precisamente, che siano sempre di origine flegrea.

Analogamente parlo di « piperni » e non di « piperno » perchè questa roccia non è esclusiva della base della collina dei Camaldoli tra Soccavo e Pianura. Comunque si tratta sempre di piroclastiti appartenenti a quello che De Lorenzo ha chiamato « primo periodo flegreo ».

Come è noto, macroscopicamente il tufo campano tipico si presenta di color grigio chiaro, non molto coerente, con pomici e scorie nere con disposizione caotica, il tufo pipernoide ha gli inclusi ridotti a forma lenticolare, con disposizione parallela, mentre il piperno accentua ancora questo carattere (le « fiamme » corrispondono alle pomici e alle scorie del tufo campano) ed è fortemente cristallino e molto coerente.

Per non uscire dai limiti, considero le piroclastiti sopratutto dal punto di vista chimico. Per quanto riguarda la composizione mineralogica riporto i risultati delle indagini coi raggi X e coll'A. T. D.

---

(1) Scherillo A., *Piroclastiti ed evoluzione vulcanica*. Parte I. Boll. Soc. Naturalisti, vol. 71, Napoli 1963 pag. 181-200.

che, per queste rocce, rivestono speciale importanza. In altra sede si potrà procedere alla descrizione petrografica; il mio scopo è di cercare di stabilire le caratteristiche chimiche di tali piroclastiti e allo scopo mi sono servito, oltre che dei valori di Niggli (2), dei rapporti:

$$si : m : al \qquad si : f : m \qquad si : al : f$$

che riguardano i componenti meno « mobili » delle piroclastiti, cioè *si*, *al*, *f*, *m*. È noto infatti che *c* e *alc* possono subire in queste rocce fortissime diminuzioni.

Nel caso presente il calcolo dei « rapporti caratteristici » potrebbe apparire superfluo, perchè il tipo trachitico alcalino risulta evidentissimo, ma si tratta appunto di stabilire una volta per tutte, i « rapporti » per le piroclastiti trachitiche alcaline. Ho eseguito quindi il calcolo sul maggior numero possibile di analisi chimiche mie e di altri autori. Le analisi chimiche indicate con numeri romani sono originali (3).

Come ho avvertito, l'origine flegrea non è sicura per tutte queste piroclastiti. La pomice trachitica (trachite vitrofirica) del pozzo Mataloni a Pompei potrebbe rappresentare uno dei primi prodotti del Somma e così pure anche qualche altro tufo del Nocerino. Rimane poi sempre aperta la questione dell'eventuale esistenza di centri vulcanici locali che potrebbero aver emesso alcuni tufi, come p. es. quello di S. Prisco (Caserta) tanto ricco di inclusi (anche blocchi di ossidiana) talora di notevoli dimensioni.

Ad ogni modo, quale ne sia l'origine, sui nostri tufi della Campania esistono forse idee non esatte. In Campania, (o meglio nella pianura campana) non si trovano soltanto i tufi campani grigi, più o meno pipernoidi e i piperni, ma anche dei tufi analoghi (ma non identici) al nostro tufo giallo napoletano. Tali sono il « tufo di Casalnuovo di Napoli », il « tufo di Aversa », il « tufo di Caserta e di

---

(2) Nel calcolo dei valori di Niggli ho unito i rapporti molecolari MnO FeO (tot.) e, finchè è stato possibile, ho detratto da *natr* le quantità corrispondenti a Cl_2 e da *c* quelle corrispondenti a SO_3 e a P_2O_5.

(3) Per le analisi (*a*) (*b*) (*g*) (*h*) v. Narici E., *Contributo alla petrografia chimica della provincia magmatica campana e del Monte Vulture*. Zeit. für Vulk., vol. 14. Berlino 1932, pag 210-239 Per le analisi (*c*) (*d*), (*e*) (*f*) v. Zambonini F., *Le ricerche chimiche eseguite sui minerali della zona vulcanica della Campania nell'Istituto di Chimica Generale della R. Università di Napoli negli anni 1923-29*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 49. Roma 1930, pag. 1-264.

Maddaloni », il « tufo di Castel S. Giorgio (Nocera) ». Si tratta di tufi rossastri o giallastri a pomici nere. Per il « tufo di Caserta » v. an. XIV, XV, XVII, per il « tufo di Maddaloni » v. an. XVI, per il « tuffo di Aversa » v. an. XIX, per il « tufo di Castel S. Giorgio » v. an. XI. L'analisi del « tufo di Casalnuovo » non è riportata nel presente lavoro. Dai risultati delle analisi questi tufi appaiono leggermente più basici dei tufi campani tipici.

Dal punto di vista mineralogico, mentre il tufo campano, il tufo pipernoide e il piperno, poverissimi di H_2O, danno coi raggi X lo spettro, molto evidente, del sanidino, nei tufi giallo-rossastri, più idratati, accanto allo spettro del sanidino compare anche quello delle zeoliti (phillipsite, cabasite). La zeolitizzazione è molto avanzata nel tufo di Maddaloni, appena iniziata nel tufo rossastro di S. Marcellino di Aversa.

Nella pianura campana, tranne nel settore sud occidentale dove la situazione stratigrafica è diversa, non esistono sopra ai tufi potenti formazioni di pozzolane, nè il mappamonte, ma, sopra il tufo, soltanto il « cinerazzo ». Seguono gli ultimi lembi dei prodotti del « terzo periodo ».

Per « cinerazzo » si intende una piroclastite incoerente che dà coi raggi X lo spettro del sanidino, mentre le nostre pozzolane mostrano di essere quasi completamente amorfe.

Ora, mentre la base vetrosa delle pozzolane, opportunamente cimentata, si zeolitizza, un cinerazzo tipico non ha alcuna proprietà idraulica e non può esser zeolitizzato (4).

Il cinerazzo di Carinaro (an. XVIII) fornisce lo spettro del sanidino, ma pare che la roccia contenga ancora la base vetrosa in proporzioni non trascurabili ed è così che il tufo di S. Marcellino di Aversa, che, come posizione stratigrafica è immediatamente sottostante al cinerazzo, mostra sempre le linee del sanidino e in più esaminato coll'A.T.D., accenna ad un principio di zeolitizzazione (a phillipsite) Tale zeolitizzazione si sviluppa a spese della residua base vetrosa del cinerazzo.

Il processo è più avanzato nei tufi del Casertano e in quello di Castel S. Giorgio, che però, accanto alle righe delle zeoliti (cabasite, phillipsite), mostrano, in genere, ancora quelle del sanidino.

---

(4) Sersale R., *Genesi e costituzione del tufo giallo napoletano*. Rend. Acc. Sc. Fis. e Matem., serie IV, vol. 25. Napoli 1958, pag. 181-207. Id. *Ricerche sulla zeolitizzazione dei vetri vulcanici per trattamento idrotermale*. Nota I. *Herschelite da vetro ricavato attraverso la fusione di roccia eminentemente sanidinica*. Ibid., serie IV, vol. 26, pag. 15-22.

A S. Benedetto e a S. Nicola la Strada la successione dall'alto al basso del « complesso del tufo giallo » è, schematicamente, la seguente: *a*) cinerazzo, in parte sanidinico; *b*) tufo grigio, in parte sanidinico (an. XIV); *c*) tufo giallo (an. XV, XVI, XVII), sanidinico e zeolitico.

Nel tufo di S. Pietro di Caiazzo la varietà grigia (an. XX) è sanidinica, la gialla (an. XXI) è sanidinica e zeolitica.

I rapporti: tufo di Caserta - tufo Campano e tufo di Castel S. Giorgio - tufo di Fiano (equivalente del tufo campano) non sono direttamente precisabili.

I tufi di Fiano e di Castel S. Giorgio sono entrambi in posizione pedemontana, ma a Fiano manca il tufo giallo, a Castel S. Giorgio il grigio. Nel Casertano i tufi campani di S. Prisco, Puccianiello, S. Clemente sono in posizione pedemontana, i tufi di Caserta appaiono in piena pianura.

Come sempre in casi simili le descrizioni dei risultati delle perforazioni non conducono a conclusioni sicure perchè le descrizioni stesse sono imprecise e insoddisfacenti; pare comunque che nel Casertano sotto la fascia dei tufi gialli si inizi un tufo grigio, molto compatto, del tipo del tufo di Puccianiello (o, meglio della parte basale di questo). Resta naturalmente da stabilire se si tratti dei prodotti successivi di una stessa eruzione o di due eruzioni diverse. Inoltre per i rapporti: parte superiore di tufo di Puccianiello (an. VIII) — tufo di S. Clemente (an. XII e XIII) — tufi di S. Benedetto e S. Nicola la Strada non si può neppure escludere il passaggio laterale.

La zona in cui affiora il piperno (oltre alla base meridionale della collina dei Camaldoli) e il tufo pipernoide è la fascia occidentale della pianura campana tra Literno e il quadrivio di Ischitella. Qui manca il tufo giallo. Il tufo di Parete (an. f) non è affiorante.

Per la posizione stratigrafica del piperno di via F. Palizzi a Napoli (an. IV) e della trachite di via F. Crispi in Napoli (an. I) rimando ad un mio precedente lavoro (1).

Nelle tabelle seguenti sono riportate le analisi delle piroclastiti (e di una colata lavica nell'an. I) coi relativi valori di Niggli e i « rapporti caratteristici ».

---

(1) Scherillo A., *I « tufi antichi » tra S. Maria Apparente e via Parco Grifeo in Napoli*. Boll. Soc. Naturalisti, vol. LXVI, Napoli, 1957, pag. 69-84.

TABELLA I.

Ossidiane, lave scoriacee, pomici del « primo periodo flegreo ».

VALORI ANALITICI

	(I)	(II)	(III)	(a)
SiO_2	59.67	59.37	58.31	61.28
TiO_2	0.40	0.40	0.25	0.47
ZrO_2	0.09	0.02	0.06	—
Al_2O_3	18.53	18.50	19.19	19.74
Fe_2O_3	2.51	1.91	2.67	1.34
FeO	0.98	1.75	1.54	0.64
MnO	0.16	0.18	0.16	0.13
MgO	0.59	0.55	0.37	0.56
CaO	1.91	1.65	1.83	2.24
BaO	tr.	tr.	0.02	—
K_2O	7.60	7.87	6.12	6.72
Na_2O	6.49	6.24	6.35	5.54
Cl	0.70	0.64	0.03	0.09
SO_3	0.22	0.31	0.01	—
P_2O_2	0.22	0.08	0.05	0.48
H_2O^-	ass.	0.39	0.04	0.11
H_2O^+	0.23	0.65	2.83	1.41
	100.30	100.51	99.83	100.75
O/Cl_2	0.16	0.15		0.02
	100.14	100.36		100.73

VALORI DI NIGGLI

	(I)		(II)		(III)		(a)	
si	223.9		220.8		218.4		239.7	
al	40.8		41.4		42.3		45.2	
f	10.6	14.0	11.1	14.2	13.0	15.0	6.6	9.9
m	3.4		3.1		2.0		3.3	
c	5.6		5.1		5.2		7.3	
kal	18.3	39.6	18.7	39.3	14.6	37.5	16.7	37.6
natr	21.3		20.6		22.9		20.9	
aq	2.7		12.5		35.9		19.7	
k	0.46		0.48		0.39		0.45	
mg	0.24		0.22		0.13		0.34	
Si°	0.87		0.85		0.87		0.96	

(I) Trachite scoriacea, Via Francesco Crispi, Napoli.

(II) Proietto ossidianico nel « tufo campano » di S. Prisco (Caserta).

(III) Pomice nera dal « tufo antico ». Galleria dell'acquedotto tra Capodimonte e le Fontanelle (Napoli).

(a) Scoria trachitica: S. Angelo in Formis (an. Narici).

TABELLA II.

Piperni (tufi pipernoidi).

VALORI ANALITICI

	(b)	(c)	(IV)	(V)
SiO_2	60.13	60.17	59.47	60.06
TiO_2	0.51	0.43	0.38	0.35
ZrO_2	—	tr.	0.08	0.09
Al_2O_3	19.73	18.58	18.88	18.22
Fe_2O_3	3.06	2.78	3.11	2.58
FeO	0.52	0.50	0.70	0.81
MnO	0.21	0.22	0.18	0.20
MgO	0.32	0.50	0.63	0.64
CaO	1.86	1.98	2.24	2.09
BaO	—	0.01	tr.	0.13
K_2O	7.30	7.17	7.83	7.68
Na_2O	5.84	6.23	5.08	5.75
Cl	0.17	0.38	0.49	0.53
SO_3	—	—	0.23	0.07
P_2O_5	0.18	0.05	0.15	0.10
H_2O^-	0.07	0.13	0.21	0.15
H_2O^+	0.20	0.76	0.27	0.58
	100.10	99.89	99.93	100.03
O/Cl_2	0.04	0.09	0.11	0.14
	100.06	99.80	99.82	99.89

VALORI DI NIGGLI

	(b)		(c)		(IV)		(V)	
si	222.2		224.9		223.7		226.7	
al	42.8		40.8		41.8		40.5	
f	10.8	12.6	9.9	12.6	11.5	15.1	10.4	14.0
m	1.8		2.7		3.6		3.6	
c	6.6		8.1		7.5		7.9	
kal	17.4	38.0	17.2	38.5	18.7	35.6	18.6	37.6
natr	20.6		21.3		16.9		19.0	
aq	3.4		11.0		5.9		9.1	
k	0.46		0.45		0.52		0.49	
mg	0.15		0.21		0.24		0.26	
Si°	0.88		0.89		0.94		0.90	

(b) Piperno (media parti chiare e scure), Pianura (an. Narici).
(c) Piperno (media parti chiare e scure); Soccavo (an. Zambonini).
(IV) Piperno. Via F. Palizzi, Vomero, Napoli.
(V) Piperno (tufo pipernoide). Vallone delle Fontanelle, Napoli.

TABELLA III.

Tufi campani pipernoidi.

VALORI ANALITICI

	(d)	(e)	(f)
SiO_2	60.87	60.56	59.20
TiO_2	0.42	0.45	0.56
ZrO_2	—	—	0.03
Al_2O_3	19.06	18.75	18.36
Fe_2O_3	3.34	3.43	3.81
FeO	0.05	0.46	0.22
MnO	0.27	0.26	0.19
MgO	0.66	0.57	0.70
CaO	1.98	2.17	2.32
BaO	0.01	0.01	0.02
K_2O	7.13	7.24	7.55
Na_2O	5.12	4.72	4.64
Cl	tr.	0.04	0.20
SO_3	0.09	0.05	0.09
P_2O_5	0.08	0.06	tr.
CO_2	0.09	0.09	0.08
H_2O^-	0.65	0.92	0.61
H_2O^-	0.50	0.72	1.08
	10032	100.50	99.66
O/Cl_2		0.01	0.05
		100.49	99.61

VALORI DI NIGGLI

	(d)		(e)		(f)	
si	233.1		229.9		223.2	
al	43.0		41.7		40.8	
f	10.6	13.8	12.1	15.3	12.0	16.1
m	3.2		3.2		4.1	
c	6.9		8.2		8.7	
kal	17.5	36.3	17.5	34.8	18.1	34.4
natr	18.8		17.3		16.3	
aq	14.7		16.5		21.1	
k	0.48		0.50		0.53	
mg	0.25		0.21		0.25	
Si°	0.95		0.97		0.94	

(a) Tufo campano; Fiano (Nocera) (an. Stella Starrabba).
(e) Tufo campano ibid. (an. Zambonini).
(f) Tufo campano; Parete (Aversa) (an. Zambonini).

TABELLA IV.

Tufi campani grigi.

	(VI)	(VII)	(VIII)
SiO_2	59.82	59.57	60.09
TiO_2	0.50	0.38	0.32
ZrO_2	0.04	0.06	0.07
Al_2O_3	19.44	18.98	18.42
Fe_2O_3	3.56	3.00	3.53
FeO	0.42	0.45	0.48
MnO	0.20	0.14	0.16
MgO	0.27	0.61	0.90
CaO	1.58	2.78	2.45
BaO	0.13	tr.	0.06
K_2O	7.72	6.90	7.84
Na_2O	4.70	5.09	4.59
Cl	0.03	0.10	0.20
SO_3	0.07	0.05	0.03
P_2O_5	0.09	0.22	0.10
H_2O^-	0.72	0.45	0.22
H_2O^+	0.82	1.70	0.98
	100.11	100.48	100.44
O/Cl_2	0.01	0.02	0.05
	100.10	100.46	100.39

VALORI DI NIGGLI

	(VI)		(VII)		(VIII)	
si	230.0		221.7		222.5	
al	43.7		41.5		40.1	
f	12.2	13.8	10.5	13.9	11.8	16.6
m	1.6		3.4		4.8	
c	6.1		10.1		9.1	
kal	18.9	36.4	16.4	34.5	18.5	34.2
natr	17.5		18.1		15.7	
aq	19.6		26.9		14.8	
k	0.52		0.48		0.54	
mg	0.12		0.24		0.29	
Si°	0.94		0.93		0.94	

(VI) Tufo pipernoide; Literno.
(VII) Tufo grigio; S. Prisco (Caserta).
(VIII) Tufo grigio: Puccianiello.

TABELLA V.

Tufi della Penisola Sorrentina e di Castel S. Giorgio.

	(IX)	(X)	(XI)
SiO_2	59.67	58.14	55.32
TiO_2	0.48	0.45	0.40
ZrO_2	0.10	0.07	0.04
Al_2O_3	17.85	17.09	17.26
Fe_2O_3	2.57	3.29	3.08
FeO	1.26	0.35	1.00
MnO	0.16	0.17	0.16
MgO	0.69	0.91	1.06
CaO	2.53	2.39	3.64
BaO	0.13	0.18	0.07
K_2O	8.03	7.58	6.28
Na_2O	4.29	5.34	3.11
Cl	0.11	0.84	0.04
SO_3	0.05	0.12	0.03
P_2O_5	0.08	0.12	0.15
H_2O^-	0.51	1.24	2.33
H_2O^+	1.17	1.66	6.12
	99.68	99.94	100.09
O/Cl_2	0.03	0.20	0.01
	99.65	99.74	100.08

VALORI DI NIGGLI

	(IX)		(X)		(XI)	
si	226.4		222.7		214.4	
al	40.0		38.7		39.8	
f	11.6	15.5	11.2	16.5	12.8	19.1
m	3.9		5.3		6.3	
c	9.8		9.2		14.1	
kal	19.3	34.7	18.6	35.6	15.6	27.0
natr	15.4		17.0		11.4	
aq	22.0		37.0		109.3	
k	0.55		0.52		0.58	
mg	0.25		0.32		0.33	
Si°	0.95		0.92		1.03	

(IX) Tufo grigio; Pastena (Massalubrense).
(X) Tufo grigio; Sorrento. Marina Piccola.
(XI) Tufo giallo chiaro; Castel S. Giorgio (Nocera).

TABELLA VI.
Tufi di Caserta.

VALORI ANALITICI

	(XII)	(XIII)	(XIV)	(XV)
SiO_2	59.95	59.32	55.16	53.07
TiO_2	0.40	0.40	0.43	0.46
ZrO_2	0.05	0.08	0.03	tr.
Al_2O_3	19.10	18.52	18.03	15.38
Fe_2O_3	3.44	3.83	2.09	3.38
FeO	0.30	0.20	1.61	0.63
MnO	0.16	0.17	0.11	0.12
MgO	0.71	0.93	1.07	0.95
CaO	2.00	2.32	3.26	3.18
BaO	tr.	0.03	0.05	tr.
K_2O	7.23	8.58	9.22	8.05
Na_2O	5.15	3.65	2.78	2.58
Cl	0.02	0.06	0.07	0.12
SO_3	0.08	0.02	0.08	0.06
P_2O_5	0.20	0.11	0.06	0.58
H_2O^-	0.54	0.79	2.46	4.56
H_2O^+	0.71	0.77	4.14	7.48
	100.04	99.78	100.65	100.60
O/Cl_2		0.01	0.02	0.03
		99.77	100.63	100.57

VALORI DI NIGGLI

	(XII)		(XIII)		(XIV)		(XV)	
si	223.5		221.8		202.4		222.3	
al	41.8		40.6		38.8		37.9	
f	11.2	15.2	11.9	17.3	11.0	16.9	13.4	19.4
m	4.0		5.4		5.9		6.0	
c	7.2		8.5		12.8		11.3	
kal	17.2	35.8	20.6	33.6	21.6	31.5	21.4	31.4
natr	18.6		13.0		9.9		10.0	
aq.	15.2		19.5		80.0		167.3	
k	0.48		0.61		0.69		0.68	
mg	0.26		0.31		0.35		0.31	
Si°	0.92		0.95		0.90		0.98	

(XII) Tufo grigio incoerente; S. Clemente, Caserta.
(XIII) Tufo giallo incoerente; S. Clemente, Caserta
(XIV) Tufo grigio coerente; S. Benedetto, Caserta.
(XV) Tufo giallo coerente; S. Benedetto, Caserta.

TABELLA VII.
Tufi di Caserta e di Aversa.

VALORI ANALITICI

	(XVI)	(XVII)	(XVIII)	(XIX)
SiO_2	51.92	52.14	56.64	54.98
TiO_2	0.45	0.50	0.40	0.40
ZrO_2	0.04	0.05	0.02	0.06
Al_2O_3	16.42	16.57	18.91	18.18
Fe_2O_3	3.27	3.42	3.36	2.80
FeO	0.56	0.40	1.57	1.88
MnO	0.12	0.13	0.10	0.10
MgO	1.36	1.06	1.39	1.35
CaO	4.73	4.60	4.20	4.30
BaO	0.05	0.10	0.12	0.16
K_2O	5.85	6.12	7.85	6.91
Na_2O	2.30	2.15	4.75	3.32
Cl	0.12	0.05	0.03	0.06
SO_3	0.25	0.20	0.02	0.06
P_2O_5	0.35	0.10	0.10	0.18
H_2O^-	4.00	4.84	0.24	1.20
H_2O^+	8.56	7.53	0.70	4.44
	100.35	99.96	100.40	100.38
O/Cl_2	0.03	0.01	0.01	0.01
	100.32	99.95	100.39	100.37

VALORI DI NIGGLI

	(XVI)		(XVII)		(XVIII)		(XIX)	
si	206.9		209.9		182.3		193.9	
al	38.6		39.4		35.7		37.7	
f	12.0	20.1	12.1	17.9	12.5	19.2	13.3	20.4
m	8.1		5.8		6.7		7.1	
c	17.9		18.8		14.1		15.6	
kal	15.0	23.4	15.7	23.9	16.2	31.0	15.4	26.3
natr	8.4		8.2		14.8		10.9	
aq	167.0		166.0		10.0		66.0	
k	0.64		0.66		0.52		0.59	
mg	0.40		0.32		0.35		0.35	
Si°	1.06		1.07		0.81		0.95	

(XVI) Tufo giallo coerente; Maddaloni.
(XVII) Tufo giallo coerente; S. Nicola La Strada, Caserta.
(XVIII) Cinerazzo; Carinaro, Aversa.
(XIX) Tufo rossastro; S. Marcellino. Aversa.

TABELLA VIII.

Pomici e scorie di Tramonti e di Pompei (Scavo Mataloni).

	(g)	(h)
SiO_2	59.88	58.72
TiO_2	0.47	0.62
ZrO_2	—	—
Al_2O_3	19.24	18.37
Fe_2O_3	4.00	0.93
FeO	0.31	2.18
MnO	0.27	0.15
MgO	0.88	1.04
CaO	3.13	3.14
BaO	—	—
K_2O	6.91	8.04
Na_2O	5.06	4.66
Cl	—	—
SO_3	—	—
P_2O_5	0.06	0.16
H_2O^-	0.09	0.59
H_2O^+	0.17	1.41
	100.47	100.01

VALORI DI NIGGLI

	(g)		(h)	
si	208.8		212.3	
al	39.4		39.2	
f	12.1	16.7	9.5	15.1
m	4.6		5.6	
c	11.9		11.4	
kal	15.3	32.0	18.1	34.6
natr	16.7		16.2	
aq	3.1		24.0	
k	0.48		0.53	
mg	0.27		0.37	
Si°	0.92		0.89	

(g) Scoria trachitica: Val Tramonti (an. Narici).

(h) Trachite vitrofirica: Scavo Mataloni. Pompei (an. Narici).

TABELLA IX.

Rapporti caratteristici.

Rapporti caratteristici	si:m:al	si:f:m	si:al:f
VI) Tufo pipernoide; Literno	143.7:1:27.4	18.8:1:0.13	5.26:1:0.28
b) Piperno; Pianura	123.4:1:23.7	20.6:1:0.17	5.19:1:0.25
III) Pomice; tufo Fontanelle	109.2:1:21.1	16.8:1:0.15	5.16:1:0.31
c) Piperno; Soccavo	83.3:1:15.1	22.7:1:0.27	5.51:1:0.24
d) Tufo campano; Fiano	72.9:1:13.4	22.0:1:0.30	5.42:1:0.25
a) Scoria trachitica; S. Angelo in F.	72.6:1:13.6	36.3:1:0.50	5.30:1:0.14
II) Ossidiana; S. Prisco	71.2:1:13.4	19.9:1:0.28	5.33:1:0.27
e) Tufo campano; Fiano	70.2:1:13.0	18.6:1:0.26	5.39:1:0.29
I) Trachite scoriacea; Napoli, Via Crispi	67.0:1:12.0	21.1:1:0.32	5,61:1:0.26
VII) Tufo campano; S. Prisco	65.2:1:12.2	21.1:1:0.32	5.34:1:0.25
V) Tufo pipernoide; Fontanelle	62.9:1:11.2	21.8:1:0.34	5.63:1:0.26
IV) Piperno; Napoli, Via Palizzi	62.1:1:11.6	19.6:1:0.31	5.35:1:0.27
IX) Tufo grigio; Pastena	58.0:1:10.3	19.5:1:0.34	5.66:1:0.29
XII) Tufo grigio; S. Clemente, Caserta	55.9:1:10.4	20.0:1:0.36	5.35:1:0,27
f) Tufo pipernoide; Parete	54.5:1:9.95	18.6:1:0.34	5.47:1:0.29
VIII) Tufo campano; Puccianiello	46.2:1:8.33	18.8:1:0.41	5.55:1:0.29
g) Scoria trachitica; Val Tramonti	45.4:1:8.54	17.2:1:0.38	5.31:1:0.31
X) Tufo grigio; Sorrento	42.0:1:7.28	19.9:1:0.47	5.79:1:0.29
XIII) Tufo grigio; S. Clemente, Caserta	41.0:1:7.50	18.6:1:0.45	5.46:1:0.29
h) Pomice; Pompei, pozzo Mataloni	37.9:1:6.94	22.4:1:0.59	5.46:1:0.24
XV) Tufo giallo; S. Benedetto, Caserta	37.0:1:6.31	16.6:1:0.45	5.87:1:0.35
XVII) Tufo giallo; S. Nicola la Strada	36.2:1:6.80	17.3:1:0.48	5.33:1:0.31
XIV) Tufo grigio; S. Benedetto, Caserta	34.3:1:6.58	18.4:1:0.54	5.22:1:0.28
XI) Tufo giallo; Castel S. Giorgio	34.0:1:6.58	16.7:1:0.49	5.43:1:0.33
XIX) Tufo rossastro; S. Marcellino, Aversa	27.3:1:5.31	14.6:1:0.53	5.12:1:0.35
XVIII) « Cinerazzo »; Carinaro, Aversa	27.2:1:5.33	14.6:1:0.53	5.11:1:0.35
XVI) Tufo giallo; Maddaloni	25.3:1:4.75	17.0:1:0.67	5.37:1:0.31

TABELLA X.
Tufi di S. Pietro di Caiazzo.

	(XX)	(XXI)
SiO_2	55.42	52.98
TiO_2	0.50	0.46
ZrO_2	tr.	0.07
Al_2O_3	17.68	16.24
Fe_2O_3	3.81	3.21
FeO	0.60	0.84
MnO	0.10	0.10
MgO	1.37	1.27
CaO	3.96	2.89
BaO	0.17	tr.
K_2O	7.20	8.02
Na_2O	3.67	2.30
Cl	—	0.08
SO_3	0.08	0.12
P_2O_5	0.07	0.09
H_2O^-	1.96	4.50
H_2O^+	3.79	6.99
	100.38	100.16
O/Cl_2		0.02
		100.14

VALORI DI NIGGLI

	(XX)		(XXI)	
si	196.2		210.8	
al	37.0		39.0	
f	12.2	19.2	12.6	20.2
m	7.0		7,6	
c	15.1		11,5	
kal	16.4	28.7	20,4	29.3
natr	12.3		8.9	
aq	67.7		153.2	
k	0.57		0.70	
mg	0.36		0.36	
Si°	0.91		1.00	

(XX) S. Pietro di Caiazzo; tufo grigio (an. F. Rippa).
(XXI) Ibidem; tufo giallo (an. F. Rippa).

	si : m : al	si : f : m	si : al : f
(XX)	28.0 : 1 : 5.43	16.1 : 1 : 0.57	5.30 : 1 : 0.33
(XXI)	27.8 : 1 : 5.20	16.8 : 1 : 0.60	5.38 : 1 : 0.32

È importante notare che nessuna delle piroclastiti ha mostrato di contenere minerali argillosi, salvo il tufo grigio di S. Benedetto (XIV) che contiene halloysite, come si rileva coll'A.T.D. però in quantità minima. Perciò i « rapporti caratteristici » mantengono tutto il loro valore; infatti la zeolitizzazione può essere accompagnata da una diminuzione di *c* + *alc*, ma gli altri coefficienti non vengono modificati in modo apprezzabile, come è dimostrato dal confronto tra i rapporti del cinerazzo di Carinaro e quelli del tufo di S. Marcellino di Aversa.

Se prendiamo come specialmente significativo il rapporto *si* : *m* e scartiamo i termini i cui tale rapporto è eccezionalmente alto, possiamo fare tre gruppi, per quanto delimitati arbitrariamente. Il primo comprende, piperni, tufi pipernoidi e tufi campani e ha *si* : *m* compreso tra 90 e 60, il secondo tufi pipernoidi e tufi grigi (salvo XIII) con *si* : *m* tra 60 e 40, il terzo tufi per lo più zeolitici con *si* : *m* tra 40 e 25.

I rapporti caratteristici medi sono:

	si : *m* : *al*	*si* : *f* : *m*	*si* : *al* : *f*
1°)	69.3 : 1 : 12.8	29.8 : 1 : 0.30	5.40 : 1 : 0.26
2°)	49.0 : 1 : 9.0	19.0 : 1 : 0.39	5.50 : 1 : 0.29
3°)	31.8 : 1 : 5.9	16.5 : 1 : 0.54	5.40 : 1 : 0.33

Sui prodotti del « secondo » e del « terzo periodo flegreo » riferirò in note successive.

RIASSUNTO

Per contribuire allo studio dell'evoluzione dei vulcani della Campania, si riportano e si discutono le analisi chimiche di prodotti piroclastici del « primo periodo flegreo ».

SUMMARY

Reference is given on the chemical composition of ancient volcanic tuffs (« pyroclastites ») of Campania, in order to establish the related volcanic evolution.

Processi verbali delle tornate e delle assemblee generali

Verbale dell'adunanza del 25 gennaio 1963

Presidente: M. Salfi Segretario: P. Vittozzi

Soci presenti: Bottini, D'Argenio, Fondi, Franco Enrico, Lazzari, Mazzarelli, Moncharmont, Moncharmont Zei, Napolitano, Parascandola, Pescatore, Quagliariello, Sinno.

Ha scusato l'assenza il presidente Scherillo.

Verbale dell'adunanza del 22 febbraio 1963

Presidente: A. Scherillo Segretario: P. Vittozzi

Soci presenti: Covello, D'Argenio, De Castro, De Cunzo, Di Leo, Giacomini, Imbò, Lambertini, Majo I., Mazzarelli, Moncharmont, Moncharmont Zei, Mondelli, Montagna, Napolitano, Oliveri, Orrù, Pappalardo, Parascandola, Pescatore, Pierantoni, Piscopo, Quagliariello, Romano, Sersale, Sinno, Speranza, Vallario, Zamparelli. Scusa l'assenza il Socio Palombi.

Dopo brevi parole del Presidente la socia Maria Moncharmont Zei, commemora il prof. Geremia D'Erasmo, Presidente della Società dei Naturalisti.

Dopo una breve sospensione dell'adunanza in segno di lutto si procede alla nomina dei revisori dei conti per il 1962, chiamando quali effettivi i soci Sinno e Quagliariello e quale supplente il socio Franco E.

Il Presidente propone di porre in votazione l'elezione a soci residenti del dott. Pietro Dohrn, direttore della Stazione Zoologica di Napoli, al posto del compianto prof. Rinaldo Dohrn e della prof. Angiola Maria Maccagno al posto del compianto prof. Geremia D'Erasmo.

Le proposte sono accettate all'unanimità.

Per le altre domande, non essendovi disponibilità nel ruolo dei soci il Presidente, in conformità di quanto è stato stabilito dal Consiglio Direttivo, chiede alla assemblea che gli sia conferito il mandato di studiare insieme al Segretario il modo di accogliere le domande di naturalisti qualificati senza derogare dalle norme statutarie. L'assemblea approva all'unanimità.

Verbale dell'adunanza del 28 marzo 1963

Presidente: A. Scherillo Segretario: P. Vittozzi

Soci presenti: D'Argenio, De Castro, Desiderio, Lazzari, Maccagno, Moncharmont Zei, Montagna, Pescatore, Romano, Vitagliano.

Nei riguardi dell'ammissione dei nuovi soci, il Presidente, dopo aver precisato che numerose sono le domande presentate e tutte degne di accoglimento, propone, in base al mandato conferitogli nella seduta precedente d'intesa col Consiglio e col Segretario, quanto segue:

a) sottoporre a votazione da parte dell'Assemblea, la nomina a soci non residenti dei dottori Giorgio Donzelli e Uberto Crescenti;

b) sottoporre alla votazione dell'Assemblea l'accoglimento delle rimanenti domande presentate che vengono da parte di assistenti o borsisti. Essi, per non derogare dalle norme statutarie, saranno accolti in una categoria di « Soci in soprannumero » in attesa di essere gradualmente assorbiti tra i Soci ordinari, residenti e non residenti.

L'Assemblea approva e si passa quindi alle relative votzaioni, tutte approvate all'unanimità.

Risultano eletti quindi fra i soci non residenti i dottori Giorgio Donzelli e Uberto Crescenti e tra i soci in soprannumero il dott. Enrico Abignente, il dott. Paolo Gasparini, il dott. Giuseppe Guzzetta, il dott. Antonino Ietto, il dott. Antonino Palumbo, il dott. Paolo Scandone, il dott. Italo Sgrosso.

Comunicazioni Scientifiche: e note per il Bollettino.

1) Scandone, Sgrosso, Bruno: « *Appunti di Geologia sul M. Bulgheria* »;

2) Ietto, Sgrosso: « *Segnalazione di una stazione paleolitica in una grotta nei dintorni di Cicciano* (*Nola*) »;

3) Ietto: « *Nuovi aspetti della tettonica nella Serie calcareo-dolomitica del Salernitano* ».

Verbale dell'adunanza del 28 aprile 1963

Presidente: F. Scarsella — Segretario: P. Vittozzi

Soci presenti: Ciampa, Crescenti, De Castro, De Cunzo, Franco E., Guzzetta, Imbò, Lazzari, Maccagno, Mazzarelli, Moncharmont Zei, Montagna, Oliveri, Palombi, Pescatore, Scandone, Selim, Sgrosso, Sinno, Vallario, Zamparelli.

Il socio Sinno legge anche a nome del socio Quagliariello la relazione dei revisori dei conti relativi al bilancio 1962, proponendone l'approvazione. La relazione viene approvata all'unanimità.

Verbale dell'adunanza del 30 maggio 1963 (1ª Convocazione)

Presidente: A. Scherillo — Segretario: P. Vittozzi

Soci presenti: Gasparini, Montagno, Pacella, Palumbo, Quagliariello, Sinno.

Constatato che ai fini della elezione alle diverse craiche Sociali non si è raggiunto il numero legale dei soci prescritti dall'art. 10 dello Statuto, il Presidente rinvia la seduta al 30 maggio, in seconda convocazione.

Verbale dell'adunza del 31 maggio 1963

Presidente: A. Scherillo Segretario: P. Vittozzi

Soci presenti: Badolato, Bonasia, Bottini, Ciampa, Covello, Crescenti, D'Argenio, De Castro, Di Leo, Fondi, Franco E., Gasparini, Gervasio, Ietto, Imbò, Lazzari, Moncharmont Zei, Montagna, Napoletano, Orrù, Pacella, Palombi, Palumbo, Pescatore, Pierantoni, Quagliariello, Scandone, Scarsella, Sgrosso, Sinno, Vallario, Zamparelli.

Il Presidente comunica che, mercè l'attivo interessamento del consocio Bottini, il Consiglio di Amministrazione dell'Università di Napoli ha elevato il contributo per la Società a L. 50.000.

Comunicazioni Scientifiche e note per il Bollettino.

1) Vallario: « *Proprietà tecniche delle calcareniti mioceniche della Piana di Sant'Eufemia* (*Catanzaro*) »;

2) D'Argenio: « *La tettonica del gruppo del Monte Maggiore* (*Caserta*) »;

3) D'Argenio: « *Conglomerati intraformazionali di tipo speciale* (*edgewise conglomerate*) *nei calcari ad ittioliti di Pietraroia* (*Matese*) »;

4) D'Argenio: « *La grotta del Festolaro presso l'abitato di Valle dell'Angelo* (*M. dell'Ansinito, gruppo del Cervati*) »;

5) De Castro: « *Cuneolina Scarsellai n. sp. nel Cretacico dell'Appennino Meridionale* »;

6) Sgrosso: « *Il Paleocene nella zona di Pietravairano* (*Caserta*) *con alcune considerazioni sulla tettonica cretacica* »;

7) Ietto: « *Osservazioni stratigrafiche tettoniche sul cretacico dei monti di Caserta* ».

Si passa quindi all'elezione delle cariche sociali.

Il seggio è così costituito: prof. Ottavio Bottini (presidente), prof. Renato Sinno (segretario), dott. Teresa Quagliariello e Lucia Di Leo (scrutatori).

Risultano eletti per il triennio maggio 1963-maggio 1966 i seguenti soci:

Presidente: prof. Antonio Scherillo
Vice Presidente: prof. Valerio Giacomini
Segretario: prof. Pio Vittozzi.
Consiglieri: prof. Giuseppe Imbò, prof. Antonietta Orrù, prof. Mario Covello, prof. Ugo Moncharmont.

Verbale dell'adunanza del 28 giugno 1963

Presidente: A. Scherillo Segretario: P. Vittozzi

Soci presenti: De Cunzo, Di Leo, Franco E., Ietto, Parascandola, Pescatore, Romano, Sgrosso, Vallario.

Comunicazioni Scientifiche e note per il Bollettino.

1) Ietto: « *Formazioni clastiche marine plioquaternarie nei dintorni di Nola* (*Napoli*) »;

2) Parascandola: « *Incrostazioni calcitiche nel teatro di Ottaviano* ».

Verbale dell'adunanza del 29 novembre 1963

Presidente: A. Scherillo Segretario: P. Vittozzi

Soci presenti: Bottini, Casertano, De Castro, De Cunzo, Franco E., Giacomini, Guzzetta, Ietto, Maccagno, Mazzarelli, Merola, Montagna, Moncharmont Zei, Oliveri, Palombi, Pellegrino, Pescatore, Quagliariello, Romano, Scandone, Scarsella, Sgrosso, Sinna, Vallario, Zamparelli.

Il Presidente comunica che l'Ente Cellulosa e Carta ha assegnato un contributo per il Bollettino di L. 150.000.

Comunicazioni Scientifiche e note per il Bollettino.

1) Cecioni: « *Ingolfamenti marini giurassici nel Cile meridionale* » (presentatore Casertano);

2) Ietto: « *Osservazioni geologiche su alcune zone del Matese* »;

3) Pescatore: « *Ciottoli di argilla " armati " nel vallone di Demosito (Irpinia)* »;

4) D'Argenio: « *Fossette di degassazione (gas pits) nei calcari ad ittioliti della Civita di Pietraroia (Matese Orientale)* »;

5) D'Argenio: « *I filoni sedimentari del Taburno-Camposauro. (Appennino Campano)* »;

6) D'Argenio: « *La trasgressione sopracretacica dei Monti d'Ocre* »;

7) Scandone: « *Trasgressioni mesozoiche e terziarie nell'alta valle dell'Agri tra Paterno e Marsiconuovo (Lucania)* »;

8) Scandone: « *Marnoscisti ad Halobia in Lucania* »;

9) Vallario: « *Osservazioni geologiche nella zona di Capriati al Volturno (Caserta)* »;

10) Sgrosso: « *La trasgressione miocenica nel Matese Centrale* »;

11) Zamparelli: « *La successione stratigrafica dal Lias superiore al Cretacico Medio nel versante meridionale di Pizzo Cefalone (Gran Sasso d'Italia)* » ;

12) Guzzetta: « *L'evoluzione morfologica del bacino del fiume Irno nel Salernitano* ».

Verbale dell'adunanza del 27 dicembre 1963

Presidente: A. Scherillo Segretario: P. Vittozzi

Soci presenti: Badolato, Ciampa, D'Argenio, De Castro, De Cunzo, De Leo, Gasparini, Guzzetta, Maccagno, Monscharmont Zei, Oliveri, Orrù, Palombi, Pescatore, Quagliariello, Sgrosso.

Comunicazioni Scientifiche e note per il Bollettino.

1) Pescatore-Vallario: « *Impronte di fondo nelle dolomie di Profeti (Caserta)* »;

2) Pescatore: « *I rapporti tra la depressione molisano-sannitica e l'Appennino calcareo* »;

3) Barbera: « *La fauna di ammoniti di M. Bulgheria* » (presentatore Maccagno);

4) De Leo-Biondi: « *Isolamento delle globuline da plasma, iperimmune di coniglio* »;

5) Sgrosso-Aiello: « *La lava di Presenzano (Caserta)* »;

6) Scherillo: « *Piroclastiti ed evoluzione magmatica - Parte II* ».

ELENCO DEI SOCI AL 31 DICEMBRE 1963

SOCI ORDINARI RESIDENTI

1. Abignete Enrico - Istituto Chimica Farmaceutica. Università. Napoli.
2. Andreotti Amedeo - Ingegnere. Napoli, Via S. Giacomo 15 (tel. 321.702).
3. Antonucci Achille - Preside nel Liceo di Isernia. Napoli, Via Girolamo Santacroce, 191 C (tel. 240.525).
4. Augusti Selim - Ord. di Scienze nei Licei. Napoli, Via Cimarosa, 69 (tel. 377.855).
5. Badolato Franco - Assist. Istituto di Fisiologia generale Università di Napoli. Napoli, Via Mezzocannone, 8 (tel. 323.411).
6. Bottini Ottaviano - Prof. ord. di Industrie agrarie nell'Università. Napoli, Via Roberto Bracco, 71 (tel. 329.745).
7. Califano Luigi - Prof. ord. Patologia generale Università. Napoli, Via Roma, 368 (tel. 312.784).
8. Capaldo Pasquale - Napoli, Traversa Giacinto Gigante, 36 (tel. 370.184).
9. Carrelli Antonio - Dirett. Ist. Fisico Università. Napoli, Piazza d'Ovidio, 6 (tel. 313.844).
10. Castaldi Francesco - Lib. doc. di Geografia, Via Aniello Falcone, 260 (tel. 373.890).
11. Catalano Giuseppe - Prof. ord. f.r. di Botanica Università. Napoli, Via Luigia Sanfelice, 5 (tel. 375.959).
12. Ciampa Giuseppe - Assist. Ist. Chimica Farmac. Università. Napoli, Piazza Bovio, 33 (tel. 324.033).
13. Covello Mario - Dirett. Ist. Chimica Farmaceutica Università. Napoli, Via Leopoldo Rodinò, 22 (tel. 322.038).
14. Crescenti Uberto - c/o Petrosud - Via C. Colombo. Pescara.
15. Cutolo Costantino - Ingegnere. Napoli. Via Salvatore Di Giacomo a Marechiaro, 24 (tel. 301.470).
16. D'Argenio Bruno - Assist. di Geologia Università. Napoli, Largo S. Marcellino, 10 (tel. 321.075).
17. De Cunzo Teresa - Assist. Ist. di Geologia Università. Napoli, Largo S. Marcellino, 10 (tel. 321.075).
18. De Leo Teodoro - Assist. Ist. di Fisiologia generale Università. Napoli, Via Mezzocannone, 8 (tel. 323.411).
19. De Lerma Baldassarre - Dr. Ist. di Biologia generale Univ. Napoli, Via S. Strato a Posillipo, 25 (tel. 301.099).
20. Della Ragione Gennaro - Ord. Scienze nel Liceo Scientifico V. Cuoco. Napoli, Via S. Pasquale a Chiaia, 20 (tel. 235.821).
21. Desiderio Carlo - Prof. di Scienze Naturali. Napoli, Viale Augusto, 79 (tel. 305.493).
22. Di Leo Lucia - Napoli, Via Lepanto, 21 (tel. 615.426).
23. Dohrn Pietro - Acquario, Villa Comunale. Napoli.
24. Donzelli Giorgio - Società Idrocarburi. Castelgrande (Benevento).

25. Florio Armando - già ord. 2° Liceo Scient. Napoli, Via Simone Martini, Parco Mele, isolato B (tel. 366.575).
26. Fondi Mario - Assist. Ist. di Geografia Università. Napoli, Largo S. Marcellino, 10 (tel. 324.301).
27. Franco Enrico - Assist. Ist. di Mineralogia Università. Napoli, Via Mezzocannone, 8 (tel. 323.388).
28. Galgano Mario - Dirett. Ist. d'Istologia e di Embriologia, Università. Napoli. Vico Latilla, 18 (tel. 313.635).
29. Gasparini Paolo - Istituto Fisica Terrestre. Univ. di Napoli.
30. Gervasio Angiola Maria - Napoli, Via nuova S. Maria Ognibene, 2 (tel. 232.512).
31. Giacomini Valerio - Dirett. Ist. di Botanica Università. Napoli, Via Foria, 223 (tel. 341.842).
32. Guzzetta Giuseppe - Istituto di Geologia. Università Napoli.
33. Ietto Antonio - Istituto di Geologia. Università Napoli.
34. Imbò Giuseppe - Dirett. Ist. di Fisica Terrestre Università e Direttore Osservatorio Vesuviano. Napoli, Largo S. Marcellino, 10 (tel. 324.935).
35. Lambertini Diana - Assist. di Chimica Industriale Università. Napoli, Corso Umberto I, 228 (tel. 226.071).
36. Lazzari Antonio - Prof. inc. di Geografia Fisica Università. Napoli, Via Aniello Falcone, 56 (tel. 379.312).
37. Maccagno Angiola Maria - Dr. Ist. di Paleontologia dell'Università di Napoli. Largo S. Marcellino, 10.
38. Majo Andreotti Ester - Lib. doc. di Geografia Fisica Università. Napoli, Via S. Giacomo, 15 (tel. 321.702).
39. Majo Ida - Ord. di Scienze Nat. nei Licei. Napoli. Via Monte di Dio, 74 (tel. 397.699).
40. Malquori Giovanni - Dirett. Ist. di Chimica Industriale Università. Napoli, Largo S. Marcellino, 10 (tel. 322.904).
41. Maranelli Adolfo - Preside Ist. Tecn. Comm. di Torre del Greco. Napoli, Via Michelangelo da Caravaggio, 76 (tel. 389.205).
42. Mazzarelli Gustavo - Prof. inc. Topografia e Cartografia Università. Napoli, Via Cimarosa, 50 (tel. 366.555).
43. Mezzetti-Bambacioni Valeria - Dirett. Ist. e Orto Botanico. Facoltà di Agraria. Portici (tel. 334.967).
44. Migliorini Elio - Dirett. Ist. di Geografia Università. Napoli, Largo S. Marcellino, 10 (tel. 324.301).
45. Minieri Vincenzo - Ord. di Scienze nat. nei Licei. Napoli, Via Suarez, 38 (tel. 365.789).
46. Mirigliano Giuseppe - Prof. inc. di Oceanografia nell'Università di Bari. Napoli. Via E. De Marinis, 1 (tel. 327.846).
47. Moncharmont Ugo - Ord. Scienze nat. nel Liceo « Vitt. Em. II ». Napoli. Via A. Falcone, 88 (tel. 375.003).
48. Moncharmont-Zei Maria - Lib. doc. di Paleontologia nell'Università. Napoli, Via A. Falcone, 88 (tel. 375.003).
49. Mondelli Giosafatte - Ist. di Chimica Industriale Università. Napoli, Via Mezzocannone, 16 (tel. 322.595).

50. Montagna Raffaele - Assist. Ist. Fisica Terrestre Università. Napoli, Via S. Altamura, 1 (tel. 372.895).
51. Napoletano Aldo - Meteorologo dell'Areonautica. Napoli, Prolungamento Viale Malatesta, 20 (tel. 361.871).
52. Nicotera Pasquale - Assist. Ist. di Geologia appl. Fac. Ingegneria. Napoli, Via Mezzocannone, 16 (tel. 323.818).
53. Oliveri del Castillo Alessandro - Assist. Ist. Fisica Terrestre Università. Napoli, Largo S. Marcellino, 10 (tel. 321.805).
54. Orrù Antonietta - Dirett. Ist. di Fisiologia generale Università. Napol , Via Rocco Galdieri, 16 (tel. 301.818).
55. Pacella Maria Luisa - Assist. Ist. Fisica Terrestre Università. Napoli, Largo S. Marcellino, 10 (tel. 321.805).
56. Palombi Arturo - Prof. inc. di Zoologia gen. agraria Università. Ispett. Centr. Min. P.I. Napoli, Via Carducci, 29 (tel. 391.825).
57. Palumbo Antonio - Istituto di Fisica Terrestre. Università di Napoli.
58. Pannain Papocchia Lea - Preside negli Educandati di Napoli, Via G. Carducci, 29 (tel. 391.725).
59. Parascandola Antonio - Prof. inc. di Miner. e Geol. nella Fac. di Agraria Università. Napoli, Via Mezzocannone, 8 (tel. 323.388).
60. Pellegrino Oreste - Assist. Ist. di Botanica Università. Napoli, Via Gaetano Donizetti, 5 (tel. 366.710).
61. Pescione Adelia in Messina - Prof. Scienze nat. Ist. tecnico G. B. Della Porta. Napoli, Via Nevio, 102 (tel. 385.672).
62. Pierantoni Angiolo - Chimico nel Laborat. Igiene e Profilassi della Provincia. Napoli, Galleria Umberto I (tel. 233.255).
63. Piscopo Eugenio - Assist. Ist. Chimica Farmaceutica Università. Napoli, Via eLopoldo Rodinò, 22 (tel. 322.038).
64. Quagliariello Teresa - Assist. Ist. Fisica Terrestre Università. Napoli, Via Salvator Rosa, 299 (tel. 340.692).
65. Rippa Anna - Ord. di Scienze nat. nel Liceo Umberto I. Napoli, Piazzetta Marconiglio, 4 (tel. 352.616).
66. Romano Giuseppe - Prof. ord. Chim. e Merceologia negli Ist. tecnici commerc. Napoli, Via Gerolomini, 11 (tel. 212.143).
67. Salfi Mario - Dirett. Ist. di Zoologia Università. Napoli, Corso Umberto I, 118 (tel. 329.092).
68. Scandone Paolo - Istituto di Geologia. Università di Napoli.
69. Scarsella Francesco - Dirett. Ist. di Geologia Università. Napoli, Largo S. Marcellino, 10 (tel. 321.075).
70. Scherillo Antonio - Dirett. Ist. di Mineralogia Università. Napoli, Via Mezzocannone, 8 (tel. 323.388).
71. Sersale Riccardo - Prof. di Chimica appl. industriale nella Fac. Ingegneria. Bari.
72. Sgrosso Italo - Istituto di Geologia. Università Napoli.
73. Sinno Renato - Lib. doc. di Mineralogia Università. Napoli, Via Ottavio Caiazzo, 9 (tel. 379.259).
74. Tarsia in Curia Isabella in Del Giudice - Prof. di Scienze nat. nel Liceo « Sannazzaro ». Napoli, Corso Umberto I, 106 (tel. 329.368).
75. Torelli Beatrice - Lib. doc. di Zoologia Università. Napoli. Via Luca Da Penne, 3 (tel. 385.036).

76. Viggiani Gioacchino - Lib. doc. di Ecologia agraria Università. Napoli, Via Posillipo, 281 (tel. 300.002).
77. Vitagliano Vincenzo - Assist. Ist. Chimica fisica Università. Napoli, Via A. Manzoni, 30.
78. Vittozzi Pio - Lib. doc. in Fisica Terrestre Università. Napoli, Via Battistello Caracciolo, 93 (tel. 215.660).

SOCI ORDINARI NON RESIDENTI

1. Antonucci Nicola - Prof. Di Scienze naturali. Caserta, Corso Trieste, 78.
2. Boisio Maria Luisa - Genova, Via Assarotti, 42/13 A (tel. 893.421).
3. Bonasia Vito - Assist. Osserv. Vesuviano. Resina (Napoli).
4. Capone Antonio - Dott. in Chimica. Napoli.
5. Casertano Lorenzo - Lib. doc. in Vulcanologia. Osserv. Vesuviano. Resina (Napoli) (tel. 334.969).
6. Cocuzza Silvestri Salvatore - Lib. doc. di Vulcanologia. Università. Catania. Casella Postale 345.
7. Costantino Giorgio - Lib. doc. Entomologia Agraria, Direttore dell'Osservatorio di Fitopatologia per la Calabria. Catanzaro, Via Giuseppe Sensales, 26.
8. Cotecchia Vincenzo - Prof. inc. di Geologia Applicata Fac. Ingegneria Università. Bari, Corso Cavour, 2.
9. D'Ancona Umberto - Dirett. Ist. di Zoologia Università. Padova, Via Loredan, 6.
10. De Castro Piero - Assist. vol. Ist. di Paleontologia Univ. Napoli, Largo S. Marcellino, 10 (tel. 321.075).
11. Fadda Giuseppe - Direz. Gen. Istruz. Tecnica. Minist. P.I. Roma, Via Leopoldo Nobili, 40 (tel. 551.803).
12. Franco Domenico - Prof. di Scienze nat. nel Liceo Classico « P. Giannone », (Benevento).
13. Gianfrani Alfonso - Assist. Osserv. Vesuviano. Resina (Napoli).
14. Giordani Mario - Prof. di Chimica analitica Università. Roma, Piazza Bressanone, 3 (tel. 815.834).
15. Goglia Oscar - Prof. di Scienze nat. negli Ist. Tecnici Napoli, Via Antonio Porpora, 19 (tel. 366.371).
16. Jovene Francesco - Prof. di Scienze nat. Ischia, Via Acquedotto.
17. Jucci Carlo - Dr. Ist. di Zoologia Università. Pavia, Viale XXI Febbraio, 2 (tel. 25.740).
18. La Greca Marcello - Dir. Ist. di Zoologia Università. Catania.
19. Lucchese Elio - Prof. inc. di Entomologia Agraria Università. Perugia, Via Assisana, 22.
20. Maini Padre Dante - Rettore Pontificio Istituto Sup. Scienze e Lettere Santa Chiara, Napoli (tel. 320.332).
21. Maino Armando - Salita S. Nicola da Tolentino, 1/B, Roma.
22. Mancini Fiorenzo - Dir. Ist. Geologia appl. Fac. Agraria. Firenze, Piazzale delle Cascine.
23. Mendia Luigi - Prof. inc. di Ing. Sanitaria Fac. Ingegneria. Università Napoli. Via Mezzocannone, 16.

24. Merola Aldo - Prof. di Botanica Università. Napoli, Orto Botanico.
25. Miraglia Luigi - Dottore in Scienze Naturali (attualmente in Asuncion (Paraguay), Casilla de Correo, 792).
26. Montalenti Giuseppe - Dir. Ist. di Genetica Univ. Roma, Via Cola di Rienze, 297 (tel. 352.261).
27. Pappalardo Albina - Assist. Ist. di Geologia Università. Torre del Greco (Napoli). Corso Vitt. Eman., 62 (tel. 361.655).
28. Parenzan Paolo - Via Roma, 12 - Taranto.
29. Parenzan Pietro - Via Roma, 12 - Taranto.
30. Pasquini Pasquale - Dir. Ist. di Zoologia Università. Roma, Viale Regina Elena, 324 (tel. 450.686).
31. Penta Francesco - Prof. di Geologia Applicata Fac. Ing. Roma, Via dei Laterani, 36 (tel. 776.796).
32. Pergonic Enrico - Micropaleontologo Agip. Mineraria, S. Donata Milanese (Milano).
33. Pescatore Tullio - Assist. inc. di Geologia Univ. Napoli, Largo S. Marcellino, 10 (tel. 321.075).
34. Radina Bruno - Lib. doc. Geologia applic. Università. Bari, Via Fratelli Rosselli, 32.
35. Rodio Gaetano - Già prof. di Botanica Università. Catania, Via Antonino Longo, 19.
36. Ruffo Sandro - Lib. doc. Zool. Assistente nel Museo Civico Storia Naturale. Verona, Lungadige, Porta Vittoria, 9.
37. Ruocco Domenico - Prof. inc. di Geografia econ. nella Fac. di Econ. e Comm. Napoli, Via Aniello Falcone, 426 (tel. 385.211).
38. Scorza Vincenza in Esposito - Roma, Corso Novara, 51.
39. Sicardi Ludovico - Dott. in Chimica. Torino, Corso XI febbraio, 21.
40. Tosco Umberto - Dir. Laboratorio Crittogamico Ufficio Igiene e Sanità. Torino, Corso Giovanni Agnelli, 107 (tel. 366.840).
41. Trotta Michele - Dott. in Med. veterinaria. Salerno, Via Michele Conforti, 13.
42. Trotter Alessandro - Prof. emerito di Paleontologia vegetale. Vittorio Veneto (Treviso), Via Cavour, 15.
43. Vallario Antonio - Assist. inc. di Geologia applfl nella Fac. di Scienze. Napoli, Via Girolamo Santacroce, 19 c.
44. Vighi Luciano - Lib. doc. in Giacimenti minerari Sec. Montecatini, Settore Miniere. Milano, Via Turati, 18.
45. Zamparelli Valeria - Assist. vol. Ist. di Paleontologia Napoli, Salita Arenella, 13 A (tel. 360.372).
46. Zavattari Edoardo - Prof. ord. f.r. di Zoologia Università. Genova, Via Cirenaica, 8/7.

INDICE

Moncharmont Zei M. — Geremia D'Erasmo . . . . . pag. 3

Scandone P., Scrosso I., Bruno F. — Appunti di geologia sul Monte Bulgheria (Salerno) . . . . . » 19

Ietto A., Scrosso I. — Sulla presenza di una stazione paleolitica in un riparo sotto roccia nei dintorni di Cicciano (Nola) . . . . » 28

Ietto A. — Nuovi aspetti della tettonica della serie calcareo-dolomitica mesozoica nel salernitano . . . . . » 31

Vallario A. — Caratteristiche petrografiche e tecniche di alcune calcareniti plio-quaternarie nella piana di S. Eufemia (Calabria) . . » 45

Scrosso I. — Il Paleocene nella zona di Pietravairano (Caserta), con alcune considerazioni sulla tettonica cretacica . . . . . » 65

De Castro P. — Cuneolina scarsellai n. sp. nel Cretacico dell'Appennino meridionale . . . . . » 71

D'Argenio B., Pescatore T. — La tettonica del gruppo del Monte Maggiore » 77

D'Argenio B. — Brecce di disseccamento intraformazionali (*edgewise breccias*) nel Cretacico inferiore del Matese . . . . . » 88

De Castro P. — Kilianina Pfender ed Orbitammina Berthelin (?) (Foraminifera) nella zona a Pfenderina (Batoniano) dell'Appennino meridionale . . . . . » 93

Ietto A. — Osservazioni stratigrafiche e tettoniche sul Cretacico dei monti di Caserta . . . . . » 97

Ietto A., Scrosso I. — Formazioni marine plio-pleistoceniche nei dintorni di Cicciano (Nola) . . . . . » 109

Ietto A. — Osservazioni geologiche su alcune zone del Matese (Appennino Campano) . . . . . » 112

D'Argenio B. — Fossette di degassazione (gas pits) nei calcari ad ittioliti della civita di Pietraroia in provincia di Benevento . . . » 117

Scandone P. — Trasgressioni mesozoiche e terziarie nell'alta valle dello Agri tra Paterno e Marsico Nuovo (Potenza) . . . . . » 125

Vallario A. — Osservazioni geologiche nella zona di Capriati a Volturno (Caserta) . . . . . » 132

D'Argenio B. — I filoni sedimentari del Taburno Camposauro (Appennino campano) . . . . . » 138

D'Argenio B. — La trasgressione sopracretacica nei Monti d'Ocre (Abruzzo aquilano) . . . . . » 145

Scrosso I. — La trasgressione miocenica nel Matese centrale . . . » 150

Pescatore T. — Ciottoli d'argilla armati nel vallone del Demosito (Irpinia) . . . . . pag. 155
Zamparelli V. — La successione stratigrafica dal Giurassico superiore al Cretaceo medio nel versante meridionale di Pizzo Cefalone (Gran Sasso d'Italia) . . . . . » 161
Guzzetta G. — L'evoluzione morfologica del bacino dell'Irno (Campania) » 169
Cecioni G. — Ingolfamenti marini giurassici nel Cile settentrionale . » 177
Scandone P. — Marnoscisti ad *Halobia* in Lucania . . . . . » 207
Pescatore T. — Rapporti tra depressioni molisano-sannitica e Appennino calcareo . . . . . » 213
Pescatore T., Vallario A. — Impronte di fondo nelle dolomie di Profeti (Caserta) . . . . . » 228
Oliveri del Castillo A., Percopo E. — Rilevamento topografico del fondo del Lago d'Averno . . . . . » 237
Barbera C. — La fauna ad ammoniti di M. Bulgheria (Salerno) . . » 249
Sgrosso I., Aiello R. — Bocca eruttiva presso Presenzano (Caserta) . » 285
De Leo T., Biondi A. — Isolamento delle γ-globuline da plasma di coniglio iperimmune . . . . . » 293

STUDI SPELEOLOGICI E FAUNISTICI SULL'ITALIA MERIDIONALE

D'Argenio B. — La grotta del « Festolaro » presso l'abitato di Valle dello Angelo (Cilento) e il suo significato nel quadro della evoluzione del carsismo silentino . . . . . pag. 299

GRUPPO DI RICERCA PER LA MINERALOGIA DEI SEDIMENTI DEL C.N.R.

Sinno R. — Studio sulle terre rosse dell'Italia centrale e meridionale. La terra rossa di Gaeta. Nota I . . . . . pag. 315
Scherillo A. — Piroclastiti ed evoluzione vulcanica. Parte II: Piperni, tufi pipernoidi, tufi campani . . . . . » 347

PROCESSI VERBALI DELLE TORNATE E DELLE ASSEMBLEE GENERALI ED ELENCO DEI SOCI

Processi verbali delle tornate e delle assemblee generali . . . pag. 363
Elenco dei soci ordinari residenti al 31 dicembre 1963 . . . . » 367
Elenco dei soci ordinari non residenti . . . . . » 370

Finito di stampare
in Napoli
nello Stab. Tip. G. Genovese
il 30-IX-64

Direttore responsabile: *Prof. MICHELE FUIANO*

Autorizzazione della Cancelleria del Tribunale di Napoli - n. B 649 del 29-II-1960

ᗡ

THE SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARY

THE LIBRARY SMITHSONIAN INSTITUTION

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01315 8498